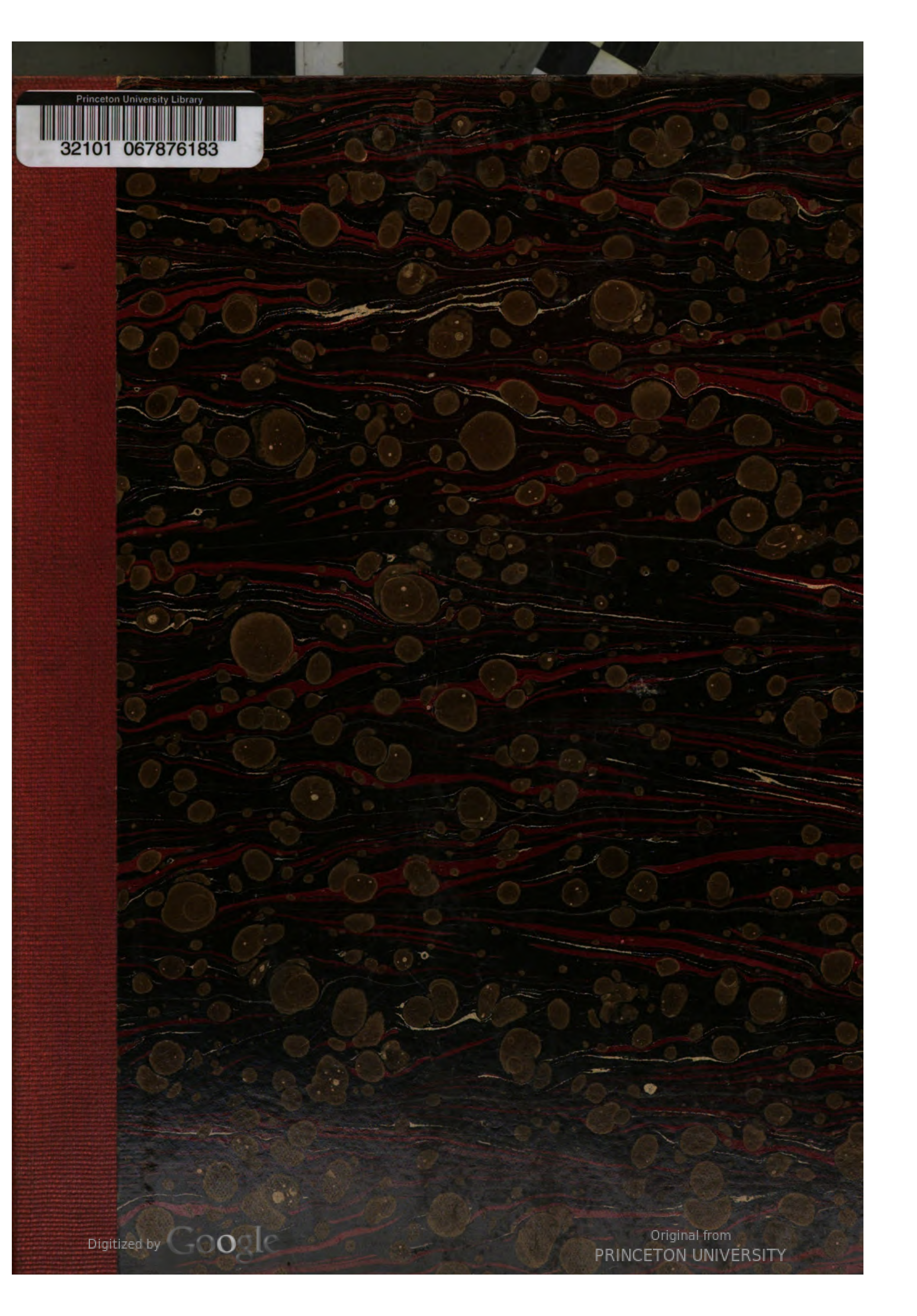



VET TES EN
NOV TAM TVM
Dei
Sub Numine
Viget



ABHANDLUNGEN

DER

K. K. GEOGRAPHISCHEN GESELLSCHAFT

IN WIEN

REDIGIERT VON

PROF. DR AUGUST BÖHM EDLEN VON BÖHMERSHEIM

UND

DR FRITZ MACHAČEK

VII. BAND, 1908–1909

WIEN 1908–1909

R. LECHNER (WILH. MÜLLER)

K. U. K. HOF- U. UNIVERSITÄTS-BUCHHANDLUNG

Druck von ADOLF HOLZHAUSEN in Wien
K. UND K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHDRUCKER

INHALT



DIE GEBIRGE

DES

NORDWESTLICHEN ALBANIENS

VON

TH. A. IPPEN

MIT 6 TAFELN

ABHANDLUNGEN

DER K. K. GEOGRAPHISCHEN GESELLSCHAFT IN WIEN

VII. BAND, 1908, N° 1

WIEN 1908

R. LECHNER (WILH. MÜLLER)

K. U. K. HOF- U. UNIVERSITÄTS-BUCHHANDLUNG

Druck von ADOLF HOLZHAUSEN in Wien.
K. UND K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHDRUCKER



INHALT

Seite





VORBEMERKUNG

Die geographischen Namen sind in der vorliegenden Darstellung nach den Regeln der deutschen Orthographie und Lautlehre wiedergegeben. Für die Laute, welche die deutsche Sprache nicht besitzt, wurde die folgende Transkription des Wiener K. u. K. Militärgeographischen Institutes angewendet:

Dj ein jotiertes *D*
ş beiläufig das englische *th*
z̧ beiläufig das neugriechische *δ*.

I. KAPITEL

DIE NORDALBANISCHEN ALPEN

Die Wasserscheide zwischen der Donau und der Adria wird in Albanien von einem Gebirgszuge gebildet, welcher keinen eigenen, im Lande entstandenen und gebräuchlichen Namen führt. Unsere Karten benennen ihn «Nordalbanesische Alpen»; die montenegrinischen Nachbarn, welche von ihren Gebirgen aus den ganzen Gebirgszug gut sehen, bezeichnen ihn als «Prokletija», das verfluchte Gebirge; dieser Name ist auch in die Karten übergegangen und viele Reisende kommen nach Albanien in der Absicht, die Prokletija zu besuchen, finden aber dann niemanden, der diesen Namen kennt und sie dahin führen könnte. Das albanische Äquivalent für Prokletija ist Bjeschka Nemuna; diese Bezeichnung scheint den in jenem Gebirge lebenden Albaniern insoferne bekannt zu sein, als sie einen Teil desselben, welcher ganz steinig ist und nur eine sehr spärliche Weide bietet, so nennen; allgemein bekannt ist aber auch dieser Name nicht. Der von unseren Karten angegebene Name «Nordalbanesische Alpen» dürfte noch der bestgewählte sein, die Einheimischen selbst bezeichnen das Gebirge als Bjeschkat oder Bjeschkat nalta, die Alpen, respektive die hohen Alpen, da sie in diesem Gebirge ihre Alpen- oder Sommerweiden beziehen.

Die Hauptkette der Nordalbanesischen Alpen reicht vom Passe Predeletz im Westen bis zum Passe Tschafa Dilit und bis Ipek im Osten; es ist ein mächtiges Kalkgebirge mit einer großen Anzahl von Spitzen und Gipfeln, die sich in den verschiedensten, manchmal phantastischen Formen aus der Kette erheben. Dies ist der Anblick, welchen diese Kette dem Beschauer darbietet, der sie von der nördlichen Talbegleitung der Limquellbäche in



Vermosch sieht. Es ist schwer, alle Gipfel, die man sieht, zu nennen; die einheimischen Begleiter sind es nicht imstande, weil jeder nur seine eigene Alpe und die ihr nahen Gipfel kennt, da Stammesfeindschaften und sonstige Streitigkeiten es unmöglich machen, daß die Einheimischen das ganze Gebirge durchwandern. Da ist zuerst der Trojan, welcher dem Klementidorfe Vukli als Alpe gehört; er hat mehrere Zacken und Hörner, auf denen noch im Juli Schneeflecken zu sehen waren. Dann kommt eine Reihe von Dolomiten, kahle Spitzen mit steil abfallenden Felswänden und ganz steinigen Abhängen, auf denen schüttere Gruppen von Fichten stehen. Dieses traurig und öde aussehende Gebirge, welches nur für Schafe und Ziegen Weide bietet, gehört dem Klementidorfe Niktschi; auf der Südseite der Gesamtkette sind aus dem Schalatale einige Gipfel dieses Gebirges sichtbar, welche, von Westen nach Osten gehend, die Maja Radohinavet und die Maja Harapit sind; gegen Osten reichen diese Berge der Niktschi bis zu dem Gebirgspfade, welcher, von Gusinje nach Schala führend, das Gebirge von Norden nach Süden übersetzt. Hier liegt am Fuße dieser Berge ein kleiner Waldsee, Litscheni Gschtars genannt, welcher eigentlich nur eine flache Vertiefung ist, in der sich die Regenwasser sammeln und daher im Hochsommer manchmal austrocknet; es ist aber ein anmutendes Bild, dieses ruhige Wasserbecken, in dem sich die Fichten spiegeln und über dem starr und streng die felsigen Bergspitzen aufsteigen. Dieses kahle und unwirtliche Gebirge enthält eine Lokalität, welche eine in früheren Zeiten hier bestandene Stätte menschlicher Arbeit und Produktion vermuten läßt: eine weite, etwas unebene Fläche führt den Namen Rudnitze, eine serbische Benennung, welche auf die Gewinnung von Erz hinweist; die Fläche ist mit zahlreichen flachen Vertiefungen übersät, die ehemalige Schmelzgruben sein können. Zur Zeit, als das Land unter der Herrschaft der serbischen Könige aus dem Hause Nemanjas stand, dürfte hier Erz gegraben und geschmolzen worden sein.

An die Niktschiberge schließen sich die Berge von Vunsaj an; von denselben ist die Brada den Niktschibergen nördlich vorgelagert, weiter nach Osten folgt die Bora; auf der Südseite der Kette ist die Maja Lisit, weiter östlich die Maja Marotz. Die Berge Brada und Bora schließen das kleine Tal von Vunsaj ein, welches, ein wenig oberhalb des früher erwähnten Gebirgssees Litscheni Gschtars beginnend, bis zum Städtchen Gusinje herabsteigt. Der Bach, welcher in diesem Tale fließt, verschwindet nach kurzem, zirka zweistündigem Laufe in einem felsigen Schlund, in den er mit großem Getöse herabfällt; eine kurze Strecke unterhalb tritt er wieder zutage und fließt dann unter dem Namen Vruja talwärts gegen Gusinje zu. Außer seiner oberhalb des Litscheni Gschtars liegenden Quelle hat er eine zweite Quelle, die aus einem kleinen Bassin besteht, das von aus der Erde aufsteigenden Wasserstrahlen gebildet wird. Vunsaj ist ein aus zirka 200 Häusern bestehendes Dorf, dessen mohammedanische Einwohner Albanier vom Stamme Klementi sind; es besteht aus mehreren Fraktionen oder Vierteln, von denen zwei mit je einer Moschee an dem Gebirgswege liegen, der von Gusinje nach der Südseite des Gebirges in das Schalatal hinüberführt. Das Dorf Vunsaj hat einen reichen Besitz von Alpenweiden, mehr als die Dorfinsassen für ihren Viehstand brauchen,



sie verpachten daher alljährlich viele Alpen an die albanischen Stämme Schkreli, Boga und Klementi aus der Umgebung Skutaris.

An die Alpen des Dorfes Vunsaj schließen sich im Osten die Alpenweiden der mohammedanischen Stämme Krasnitsch und Gaschi an, deren Dörfer am Südabhange des Gebirges im Bezirke Djakova liegen. Im Gebiete der Gaschi steigt der hohe Berg Skülsen auf. Der Nordabhang des Gebirges enthält angrenzend an die eben genannten albanischen Stämme weit ausgedehnte Alpenweiden, die der Gemeinde Plava gehören und von derselben an die albanischen Stämme aus der Umgebung Skutaris verpachtet werden; diese Stämme Schkreli, Boga, Lohja und Retschi haben in ihren eigenen Bergen zu wenig Sommerweideplätze und beziehen daher diese entfernten Alpen von Plava mit ihren Herden.

Die nordalbanischen Alpen enden bei der Stadt Ipek und dem oberhalb derselben gelegenen Quelltale des Bistritzabaches. Der Paß Tschafa Dilit, über welchen der Weg aus dem Limtale in das Bistritzatal und weiter nach Ipek führt, verbindet die nordalbanischen Alpen mit den Gebirgen Montenegros.

Auf der Nordseite des Hauptkammes der nordalbanischen Alpen liegt ein gegen sechs Stunden langes Tal, welches die Quellbäche des Limflusses enthält. Das Tal beginnt im Westen auf montenegrinischem Gebiete unterhalb des Berges Planinitza, dessen spitze Pyramide im ganzen Tale als Talabschluß sichtbar ist. Der erste Teil des Tales heißt Velepoj, d. i. das von den Albaniern korrumpiert ausgesprochene serbische Velepolje; die politische Grenze zwischen der Türkei und Montenegro schneidet dieses Tal, einen Teil desselben bei Montenegro und den anderen bei der Türkei lassend; um die Weiden des Velepoj herrschte langjähriger Streit zwischen dem montenegrinischen Stamme Kutschi und dem albanischen Stamme Klementi, welcher zu häufigen bewaffneten Zusammenstößen führte. Auf der rechten Seite mündet in das Velepoj eine pittoreske Schlucht, Skrobatuscha, welche von dem Gebirgssee Rikavatz in dieses Tal herunterführt. Von der Einmündung dieser Schlucht ab führt das Tal den Namen Vermosch; diese Talstrecke ist landschaftlich sehr hübsch, die Talsohle ist ziemlich breit und eben und zumeist Wiese in dem gesättigten und saftigen Grün der Gebirgswiesen; die das Tal zu beiden Seiten einrahmenden Berge — rechts die nordalbanischen Alpen, links eine aus den Bergen Mojan, Stotschitza, Lipovitza gebildete Kette — steigen ohne Vorberge direkt zu ihrer respektablen Höhe auf und sind besonders die ersteren gut bewaldet; das Tal durchfließt ein munterer Bach, der Gertschar genannt wird. Das Vermoschtal ist ein Weideplatz des Klementidorfes Seltze und ist in den Sommermonaten von Hirten und Herden sehr belebt; im Winter liegt in dem hochgelegenen Tale viel Schnee, doch verbringen mehrere Bauernfamilien auch den Winter hier. Nachdem der Gertscharbach von rechts den Predeletzbach aufgenommen hat, muß er sich durch eine von den Bergen Trojan und Vjeternik gebildete Enge in einem felsigen Durchbruche — Grlo -- durchzwängen, nachher verbreitert sich das Tal zu einem Becken, in welchem das Städtchen Gusinje liegt.

Gusinje, welches zirka 500 Häuser zählt, bietet in seinem Äußeren ganz das Bild eines bosnischen Städtchens; die Häuser sind aus an der Sonne



getrockneten Luftziegeln erbaut und haben die charakteristischen steilen und hohen Dächer aus Holzschindeln, welche an Höhe die Mauern weit übertreffen. Die Bewohner von Gusinje sind auch tatsächlich keine Albanier, sondern serbischen Stammes; Familien aus den benachbarten montenegrinischen Stämmen Kutschi, Vassojević, aus Nikschitsch, welche aus ihrer Heimat wegen Blutrache oder anderen Gründen flüchten mußten, haben sich hier angesiedelt und Gusinje gegründet. Die Stadt ist jüngeren Datums, sie ist nach der türkischen Eroberung, also erst im Laufe des 16. Jahrhunderts entstanden. In diesem Becken ist das zwei Stunden von Gusinje entfernte Plava das alte, städtische Zentrum. Die Gusinjtzen sprechen zwar alle albanisch, da sie mit den Albaniern ihren Handel und Wandel haben, ihre Haussprache ist aber die serbische. Der größte Teil der städtischen Bevölkerung ist mohammedanischer Religion, sie sind sogar recht fanatisch; die wenigen Christen in Gusinje haben in der Stadt keine Kirche, sie besuchen die Kirche des nahen christlichen Dorfes Brezovitza.

Die Gusinjtzen sind durch den letzten Krieg und die territorialen Veränderungen. welche er im Gefolge hatte, ökonomisch ruiniert worden. Sie waren zumeist kleine Grundbesitzer, die ihre Grundstücke in den Dörfern des Polimlje — des Limtales hatten und sie von Zinsbauern bearbeiten ließen. Durch den Berliner Frieden kam das Polimlje, welches zum Stamme Vassojevitsch gehört, an Montenegro und die christlichen Bauern hörten auf, den Grundherren in Gusinje den Pacht zu zahlen: da dieselben weder von der Türkei noch von Montenegro entschädigt wurden, waren sie durch diese ebenso rasche wie kostenlose Lösung der agrarischen Frage ruiniert. Sie leben jetzt zumeist von dem kleinen Handel, welchen sie mit den im Sommer die umliegenden Berge mit ihren Herden beziehenden Albaniern treiben, sind aber durchgängs arm. Den Gusinjtzen wird von den Montenegrinern der Vorwurf gemacht, fanatische, grausame und treulose Übeltäter zu sein; diese Beschuldigungen sind etwas übertrieben; der Vorwurf des Fanatismus ist allerdings berechtigt, andererseits muß aber darauf Rücksicht genommen werden, daß Gusinje ein vorgeschobener mohammedanischer Posten gegenüber den mit der Türkei in fortwährendem Kampfe befindlichen christlichen serbischen Stämmen des heutigen Montenegro war und daher ein ewiger Kriegszustand zwischen beiden Teilen herrschte; zu der Jahrhunderte alten religiösen und politischen Feindschaft kamen neuerdings noch die ökonomischen Gegensätze und so besteht trotz der gemeinsamen Abstammung und Sprache eine nicht überbrückbare Kluft von Haß und Feindschaft zwischen Gusinje und Montenegro.

Der Name Gusinje ist durch die Persönlichkeit des Ali Pascha von Gusinje etwas bekannter geworden; diese Figur ist der richtige Repräsentant der früheren Zustände in Albanien. Er entstammt der Familie der Bey von Plava, welche die Feudalherren dieser Gegend waren, und hat seinen Beinamen dadurch erhalten, daß er seinen Wohnsitz in Gusinje aufschlug. Nach der bis zum Jahre 1865 in der Türkei bestehenden Provinzorganisation auf feudaler und patrimonialer Basis war Ali Bey schon seit zirka 1845 der lokale Gouverneur des Distriktes von Gusinje, er kämpfte natürlich als An-



führer des bewaffneten Aufgebotes seines Bezirkes in allen Kriegen gegen Montenegro in den Jahren 1854 (gegen die aufständischen Vassojevitsch), 1861 und 1876—1878. Als kraft des Berliner Vertrages der Bezirk Gusinje an Montenegro abgetreten werden sollte, war Ali Pascha die Seele des Widerstandes, der sich in Albanien gegen diese Abtretung organisierte. Da die Montenegriner den ihnen zedierten Bezirk mit Waffengewalt okkupieren wollten, trat ihnen Ali Pascha an der Spitze eines größeren Kontingentes von Albaniern entgegen, lieferte ihnen zwei Gefechte bei Novschitsch-Velika am rechten Limufer am 4. Dezember 1879 und bei Pepitsch am linken Limufer am 8. Januar 1880 und zwang sie zum Rückzuge nach Andrijevitza. Nachdem Ali Pascha auf diese Art durchgesetzt hatte, daß der Bezirk Gusinje bei der Türkei verblieb, was durch das zwischen Montenegro und der Türkei vereinbarte Memorandum von Konstantinopel vom 12. April 1880 festgesetzt wurde, so mußte die genaue Grenze zwischen beiden Staaten bestimmt werden. Diese Grenzdelimitation zog sich durch fünf Jahre von 1882—1887 hin; Montenegro wollte die Grenze möglichst nahe an Gusinje vorschieben, Ali Pascha, welcher mittlerweile von der türkischen Regierung zum Gouverneur der Provinz Ipek ernannt worden war, bemühte sich, möglichst viel Territorium dem Bezirke Gusinje zu erhalten, und wurde dabei von der albanischen Bevölkerung der Grenzprovinz Ipek unterstützt. Ali Pascha war dabei persönlich stark interessiert, da er in dem Gebiete, welches an Montenegro abgetreten werden sollte, einen bedeutenden Grundbesitz besaß, welchen christliche Kolonen bearbeiteten, und er wohl wußte, daß, sobald dieses Gebiet montenegrinisch würde, trotz aller Verpflichtungen Montenegros, ihn in seinen Eigentumsrechten zu schützen, die Einkünfte seiner «Tschiftlik» (Bauernhöfe) ihm vorenthalten werden würden.

Ali Pascha wurde vom Sultan mit Gnaden überhäuft, damit er die Beendigung dieser langwierigen Grenzdelimitation erleichtere. Im August 1887 konnten endlich die Grenzzeichen gesetzt werden. Am 29. November 1887 wurde Ali Pascha in den Straßen der Stadt Ipek von einem Albanier aus dem Stamme Rugova erschossen.

Der Mörder wollte an Ali Pascha ein Unrecht, welches derselbe ihm in einer privaten Angelegenheit zugefügt hatte, rächen; nach einer anderen Version wäre das Attentat durch die Unzufriedenheit hervorgerufen worden, welche der Stamm Rugova über die Grenzdelimitierung empfand, durch die er einige Weiden an Montenegro verloren hatte.

In diesem Tale der Limquellen am Nordabhange der nordalbanischen Alpen läuft die Sprachgrenze zwischen dem albanischen und serbischen Volksstamme. Das albanische Element ist hier im Vordringen, serbischen Stammes sind die mohammedanischen Einwohner von Gusinje und Plava und einige wenige christliche Dörfer, die übrigen Bewohner sind albanischen Stammes. Der albanische Stamm Klementi hat sich aus seinen ursprünglichen Wohnsitzen im nahen Gebirge nach und nach über dieses Tal ausgedehnt; die großen Gemeinden Vunsaj, Martinitsch und Rugova, welches nicht mehr im Limtale, sondern in dem Tale der Ipeker Bistritza liegt, sind alle vom



Klementistamme. Jetzt sind diese Gemeinden mohammedanisch, während der ganze Klementistamm katholisch geblieben ist; die Konversion dürfte höchstens 150 Jahre zurückdatieren und um die Mitte des 18. Jahrhunderts erfolgt sein.

Die Albanier haben sich auf den Bergen Mojan, Lipovitza, Stotschitza, Visitor, welche die linke Talwand bilden und zu dem montenegrinischen Gebirgssystem gehören, festgesetzt. Die Alpenweiden dieser Berge gehörten früher dem montenegrinischen Stamme Kutschi, welchem sie von den Wesiren von Skutari aus der Familie Buschatli im 18. Jahrhunderte abgenommen wurden. Noch heute sind diese Weiden das Eigentum der Familie Buschatli, von welcher die Malissoren sie in Pacht nehmen. Die benachbarten Dörfer der montenegrinischen Vassojevitsch, Konjuhe und Tzetzun streben stark nach dem Besitze dieser Weiden, welche für sie bequem nahe ihrer Häuser liegen, und versuchen häufig, sie den Albaniern streitig zu machen, so daß es wiederholt zu Scharmützeln zwischen beiden Teilen kommt. Die Albanier können unmöglich auf diese Weiden verzichten, weil sie ohne sie ihren Viehstand nicht erhalten könnten. Angehörige des Stammes Klementi hatten sich auch über Rugova hinaus in dem bosnischen Distrikte von Novibazar angesiedelt; wir haben hiefür ein Zeugnis in dem Buche eines türkischen Autors, welcher den Feldzug der österreichischen Truppen in Bosnien in den Jahren 1737—1739 beschreibt. (Omer Efendi, Ahvali gazavat der diari Bosna — Beschreibung des siegreichen Feldzuges in der Provinz Bosnien — Konstantinopel 1154 arabischer Zeitrechnung = 1741 n. Chr.) Dieser Autor erzählt: «Als der Feind (die Österreicher) sich der Festung Novibazar bemächtigt hatte, setzte er sich mit dem albanischen Stamme Klementi, welcher in den Bergen dieses Distriktes wohnte, in Verbindung und gewann ihn sowie die Räuber aus den albanischen Stämmen, welche ihre Kula (Türme) in den Bergen hatten, durch Versprechungen für sich. Sie verbanden sich mit den Österreichern und dienten ihnen als Wegweiser; sie plünderten die Bezirke Novibazar, Bihor und Bjelopolje, töteten die Muselmanen und sperrten alle Verbindungen mit Bosnien. Truppen, welche der Vali von Bosnien schickte, eroberten die Festung Novibazar zurück und töteten eine große Anzahl der aufständischen Ungläubigen, deren Frauen und Kinder zu Sklaven gemacht und deren Eigentum geplündert wurde. Die Aufständischen vom Stamme Klementi, welche im Distrikte Novibazar so viel Schaden gemacht hatten, flüchteten 300 Familien stark nach Havala, sechs Stunden von Belgrad. Sich stützend auf die Österreicher, belästigten sie die den Türken unterworfenen Christen. Der Kapitan von Zvornik, Mehmet Pascha, welcher den Österreichern die Festung Užitze weggenommen hatte (24. März 1738), erhielt vom Vali von Bosnien den Befehl, die aufständischen Ungläubigen vom Stamme Klementi zu züchtigen. Mehmet Pascha marschierte von Užitze nach Havala und überfiel unerwartet das Lager der Klementi; die Männer wurden getötet, die Frauen und Kinder zu Sklaven gemacht und all ihr Hab und Gut als Beute verteilt.»

Mit der totalen Vernichtung der Klementi, welche die Partei der österreichischen Truppen ergriffen hatten, dürfte der türkische Autor etwas über-



trieben haben; denn in den zwei weiteren Kriegsjahren 1738 und 1739 kämpfen in dem Regiment, welches Athanas Raskovitsch, der Bruder des serbischen Patriarchen von Ipek, aus Einheimischen der Ipeker Gegend gebildet hatte, neben serbischen Mannschaften auch Klementiner auf österreichischer Seite. Diese Freischärler wurden nach dem Kriege in Syrmien an der türkischen Grenze angesiedelt, die Klementi speziell in den Dörfern Hertkoftze und Nikintze bei Mitrovitz an der Save. In einer Liste[1]) aus jener Zeit sind die Namen der Kapitäne der Freischärler angegeben und unter denselben lassen sich drei Namen trotz der serbischen Form, die ihnen gegeben wurde, als albanische erkennen; es werden als Kapitäne genannt Fata Dschoka (albanisch Vat Dschoka), Deda Dschondotschevitsch (albanisch Deda Dschon Dotschi), Nika Dikitsch (albanisch Nik Dika); die Namen Vata, Deda, Nika sind nicht serbisch, sondern albanisch und noch heute bei den Klementi sehr verbreitet; Dschoka, Dschon Dotschi, Dika sind die Namen der Väter der Betreffenden und ebenfalls rein albanisch, nach albanischem Brauche werden sie dem eigenen Namen angefügt.

Diese beiden albanischen Kolonien in Ungarn haben durch 150 Jahre die albanische Sprache bewahrt; erst die heutige, jüngere Generation ist in Unkenntnis des Idioms ihrer Vorfahren aufgewachsen und kroatisiert worden.

Die Hauptkette der nordalbanischen Alpen ist von den Bergen des Nordrandes des Limtales, dem Mojan und dem Visitor, beinahe in der Gänze zu übersehen; der Blick vom Abhange des Mojan nach Süden bietet ein schönes Gebirgspanorama: im Vordergrunde die bewaldeten Gebirge Greben, Ljeschnitza und Javor, rechts hinter denselben die Gebirge Montenegros und links eine lange Reihe von Gipfeln, Kuppen und Hörnern in phantastischer Mannigfaltigkeit, kahle Felsenhäupter, welche weiß glänzen, als wären sie mit Schnee bedeckt. Diese Kette nennen die Montenegriner Prokletija, sie harrt noch des Forschers, der sie durchwandern wollte. Der Besuch der westlichen Hälfte, die den katholischen Klementi und Schala gehört, wäre nicht schwierig, heikler wäre es für den fremden Forscher, die östliche Hälfte zu besuchen, in welcher die mohammedanischen Stämme Vunsaj, Krasnitsch, Gaschi und Rugova hausen.

Es gibt in diesem Hochgebirge manche landschaftlich ganz reizende Partien. Der Weg aus dem Tzemtale in das Limtal, welcher die beste, auch im Winter gangbare Kommunikation zwischen Gusinje und Skutari ist, übersteigt die Kette der nordalbanischen Alpen auf einem nicht sehr hohen Passe; kurz nach demselben erreicht man die Einmündung eines reizvollen Tales, das Lepuscha heißt und am Fuße des Trojan sich hoch in das Gebirge hinaufzieht; es wird von einem klaren Gebirgsbache, dem Predeletz, durchflossen und gewährt einen fesselnden Ausblick auf die teils schneebedeckten, teils in steilen Formen sich erhebenden Gipfel der Niktschiberge; die Talsohle bilden grüne Matten, die unteren Hänge tragen den schönsten Hochwald.

[1]) J. Langer, Nordalbaniens und der Herzegowina Unterwerfungsanerbieten an Österreich 1737—1739. Wien 1880 (p. 43).



Die Schönheiten des oberen Limtales oberhalb der Stadt Gusinje, jenes Teiles, welcher den Namen Vermosch führt, sind an früherer Stelle bereits hervorgehoben worden.

Ein zweiter Übergang über die Hauptkette der nordalbanischen Alpen führt von Gusinje über Vunsaj, den Gebirgssee Litscheni Gschtars, das Plateau Rudnitze und endlich den Paß Tschafa Pejs in das Schalatal zum Weiler Okoli; auf diesem Wege besuchen die Gebirgsbauern aus dem Schalatale den Markt von Gusinje, im Winter ist jedoch dieser Weg durch den Schnee unpassierbar.

Ein dritter Übergang ist endlich der Weg über den Paß Tschafa Dilit nach Rugova und Ipek.

Der zwischen diesen beiden Übergängen gelegene Teil der Kette der nordalbanischen Alpen ist der unbekannteste und ist bisher von keinem fremden Forscher betreten worden, er birgt daher noch viele geographische Geheimnisse. Im nördlichen Teile des Gebirges sind die Sommerweiden der Gemeinde Vunsaj und ausgedehnte Almen, welche im Besitze der Mohammedaner von Plava sind und von denselben an die katholischen Gebirgsbauern der Stämme Schkreli, Lohja und Boga verpachtet werden; der südliche Teil wird im Sommer von den mohammedanischen Stämmen Gaschi und Krasnitsch aus dem Bezirke Djakova mit ihren Herden aufgesucht, einige Alpenweiden gehören auch dem katholischen Stamme Schala; zwischen ihm und den Krasnitsch schwebt seit langen Jahren Streit über das Eigentum einiger Almen und jeden Sommer widerhallt das Gebirge vom Gewehrfeuer der streitenden Teile.

II. KAPITEL

DIE TÄLER AUF DER SÜDSEITE DER NORD-ALBANISCHEN ALPEN

Der Südabhang der nordalbanischen Alpen ist wesentlich verschieden vom Nordabhange; auf der Südseite laufen von der Hauptkette eine Reihe von Bergzügen nach Süden gleich den Rippen eines Fächers. In Albanien haben Bergzüge oder Gebirgsketten nie einen Namen, die Einheimischen begnügen sich damit, dem jeweiligen Berge, welcher sich über ihrem Dorfe erhebt, einen Namen zu geben, und auch der ist oft auf den beiden Seiten des Berges verschieden, so daß derselbe Berg in dem einen Tale mit einem anderen Namen bezeichnet wird als in dem über dem Berge gelegenen Nachbartale. Diese von der Hauptkette nach Süden laufenden Bergzüge haben daher keine Namen, die Täler jedoch, welche diese Bergzüge einschließen, können benannt werden; es sind von Westen nach Osten gehend das Tzemtal, Proni Sadtal, Riolital, Kirital, Lesnitschiatal, Nikaj Merturital und Valbonatal. Alle diese Täler öffnen sich teils gegen den Skutarisee, teils gegen den Drinfluß und ihre Wasserläufe münden in den See und in den Drin.



a) Das Tzemtal

Das Tzemtal ist beiläufig zehn Stunden lang, in seinem oberen Teile gabelt es sich in zwei Täler, von denen das westliche das Tal von Seltze, das östliche das Tal von Vukli-Niktschi ist. Zwischen diesen beiden Tälern läuft ein von den Bergen Ponik, Golisch und Dubina gebildeter Bergrücken, auf welchem viele schöne Bergweiden und auch viele Wälder von hochstämmigen Buchen liegen. In beiden Tälern fließen Bäche. Der Tzem von Seltze entsteht aus mehreren Bächen, einer kommt vom Ponik herunter, von den Gropa genannten Abhängen des Ljeschnitzaberges kommt der Bach Vana te Grops und ein dritter Bach, Riela, kommt aus den Bergen um den Rikavetzsee; die Leute behaupten, daß derselbe durch einen unterirdischen Kanal sein Wasser aus dem See erhalte und sohin ein Abfluß des Sees sei. Bei dem Kirchdorfe Seltze zwängt sich der Tzem durch eine zirka 12 *m* tiefe Schlucht «Grlo». Das Hauptviertel Seltze mit der Kirche liegt recht malerisch auf einem Hügelrücken zwischen den Bergen Brek am rechten und Golisch am linken Bachufer, von der Wand des Krtschanik gegenüber der Kirche fällt ein kleiner Wasserfall herab; die übrigen Fraktionen der Gemeinde Seltze sind weit verzettelt, am linken Tzemufer auf einer hohen Terrasse unter dem Berge Krstetz, über den der Pfad nach Vukli führt, liegt Osonja, das Tal abwärts Radotin und über dem Bache Slap, welcher von den montenegrinischen Grenzbergen zur rechten Hand herabkommt, Dobrinja. Das Tzemtal bildet unterhalb von Seltze einen großartigen Cañon, senkrecht steigen die felsigen Wände zu einer bedeutenden Höhe, der Boden der Schlucht ist wenige hundert Schritte breit; am großartigsten ist der Cañon bei der Brücke Ura Mar Noks; es folgt dann noch ein Wasserfall, welcher von der linksseitigen Wand des Berges Dubina herabkommt, und am Fuße eines steil aufragenden Felszackens, welcher Rasa i Zambs, d. i. der Felsenzahn heißt, erreicht man den Vereinigungspunkt der beiden Täler und der beiden Tzem. Der Tzem von Vukli ist kurz vor der Vereinigung mit dem Tzem von Seltze von einer älteren türkischen Brücke, Ura Tamara, überbrückt, welche in einem kühnen, hohen Bogen das felserfüllte Bett des tosenden Wildbaches überspannt.

Das Tal von Vukli-Niktschi hat alpinen Hochgebirgscharakter und bietet einen sehr pittoresken Anblick. Der Tzem schießt in einem mit Steinblöcken und Felsen angefüllten Bette sich überstürzend dahin, das Tal wird auf der rechten Seite von dem Bergzuge, welcher es vom Seltzetale trennt, auf der linken Seite von den hohen Bergen Maja Surta und Kapa eingeschlossen. Auf einer niedrigen Terrasse am rechten Bachufer liegt das Kirchdorf Vukli; von der Kirche hat man einen schönen Blick auf den Talabschluß, wo der Tzembach an der Bergwand Musawat entspringt. Hier liegt das Dorf Niktschi am Fuße des Berges Detschnik und hier ist der Zugang zu jenem Teile der Hauptkette der nordalbanischen Alpen, welchen die Montenegriner Prokletija nennen; das Tal Grüka Bukovs führt hinauf in jenes Gebirge mit Dolomitencharakter, welches bis Gusinje reicht und die



Sommerweide für die Schaf- und Ziegenherden der Klementi von Niktschi ist, Rinder kommen auf diesen steinigen Hängen nicht fort.

Von dem Knotenpunkte, an dem die beiden Täler von Seltze und Vukli-Niktschi sich vereinigen, bis zu dem zwei Stunden weiter unten liegenden Han Grabom ist das Tzemtal ein freundliches, schönes Gebirgstal; bei Han Grabom geht links ein Weg auf das Plateau von Rapscha und nach Skutari, rechts klimmt ein Pfad den Berg hinauf in die Berge des montenegrinischen Stammes Kutschi. Das Tzemtal verengt sich eingezwängt durch den Berg Bukovik und die montenegrinischen Berge; hier führte eine Brücke, Ura Lmajs oder Ura Hadschi Tahirit genannt, über den Tzem, im Jahre 1876 sprengten die türkischen Truppen den Brückenbogen, um den Übergang der Montenegriner zu verhindern. Nach der Brücke nimmt das Tal Karstcharakter an. An der von den Einheimischen Grüka Lugs genannten Stelle bemerkt man im Flußbette große behauene Quadern; es ist der Anfang einer römischen Wasserleitung, welche das Tzemwasser mehr als drei Stunden weit bis Dioclea brachte; angeblich sollen große Stücke dieser Leitung noch gut erhalten sein. Das Eigentümliche bei diesem Römerwerke ist, daß die Stadt Dioclea in einer Gabel zwischen den beiden Flüssen Moratscha und Zeta lag, also gewiß keinen Mangel an Wasser hatte, und daß dennoch offenbar aus Ursachen, die wir erst ergründen müßten, das Wasser des Tzem, welches allerdings ein ausgezeichnetes Trinkwasser ist, auf einer langen Leitung in die alte Römerstadt geführt wurde.

Das Tzemtal öffnet sich und geht in die Ebene von Podgoritza — die Zeta über; bei der Brücke von Rschanitza verläßt der Tzem die Türkei und fließt auf montenegrinischem Territorium weiter bis zu seiner Mündung in die Moratscha; die Montenegriner nennen ihn Tzijevna.

Die Bevölkerung des Tzemtales gehört zu den Stämmen Klementi, Hoti und Gruda. Die Klementi, welche den oberen Teil des Tales besiedeln, teilen sich in drei Unterabteilungen: Seltze, Vukli und Niktschi, welche eine jede ihre getrennte Organisation als Bajrak (Fahne) besitzt, die drei Bajrak betrachten sich aber als zusammengehörig.

Das Gebiet der Klementi enthält zu wenig kultivierbaren Boden, um die Bevölkerung zu ernähren, zwei Drittel derselben haben daher ihre Täler verlassen und im Flachlande in den Ebenen der Flüsse Bojana und Drin sowie an der Küste des Adriatischen Meeres Grundstücke erworben; sie bleiben in den Ebenen von Oktober bis Juni, die anderen Monate verbringen sie in den nordalbanischen Alpen auf ihren Almen. Zweimal im Jahre sieht man lange Karawanen von den Küstenebenen über die Stadt Skutari dem Gebirge entgegen ziehen; nicht nur die Herden von Rindern, Schafen, Ziegen, sondern die ganze Familie nimmt an diesen Wanderungen teil, da sie den Aufenthalt in den Ebenen im Sommer wegen der Fieber fürchten und ihnen vermöge ihrer Herkunft aus dem Gebirge ein alljährlicher Aufenthalt im Hochgebirge Bedürfnis ist. So ziehen also Weiber und Kinder mit, der Hausrat wird auf Tragpferde aufgepackt, die Wohnhäuser in der Ebene werden ganz leer und unversperrt zurückgelassen. Diese Karawanen, die sich im Frühsommer und Herbst zwischen Meer und Gebirge bewegen,



bieten ein pittoreskes Bild einer kleinen Völkerwanderung; sie haben gewöhnlich 4—6 Tagereisen zurückzulegen, genächtigt wird immer im Freien. Auf den Almen in den Alpen erwarten sie als Wohnstätten niedrige Sennhütten aus ohne Kalk aufeinandergeschichteten Steinen, mit einem Dache aus Brettern, ohne Fenster, bloß die Tür gibt dem Lichte Eintritt, der Rauch der Feuerstelle zieht ebenfalls zur Tür oder durch die Spalten des Daches hinaus; ein einziger Raum birgt da oft zwanzig Personen.

Das Gebiet des Stammes Hoti erstreckt sich in das Tzemtal mit dem nördlichen Abhange des Berges Bukovik; vom Han Grabom abwärts gehört das linke Ufer den Hoti, das gegenüberliegende rechte Ufer dem jetzt zu Montenegro gehörigen albanischen und katholischen Stamme Triëpschi; letzterer beansprucht auf dem zu Hoti gehörenden linken Ufer Weiderechte und andere Nutznießungen, die von Hoti bestritten werden, in dieser sonst stillen Waldschlucht ist es dadurch schon wiederholt zu blutigen Kämpfen zwischen diesen beiden Nachbarn gekommen.

Im unteren Teile des Tzemtales sind auf den beiderseitigen Abhängen die Dörfer des Stammes Gruda; am rechten Ufer ist der zu einer ziemlichen Höhe aufsteigende kahle Berg Suka; auf seinen verkarsteten Abhängen liegen die Dörfer Selischte, Lofka, Prifti und Pikala, die auf einigen kleinen Terrassen und in den Karstlöchern nur spärliches Ackerland besitzen; auch für die Viehzucht mangeln die günstigen Voraussetzungen, die Bergweiden sind mager, an Wiesen, die Heu geben würden, fehlt es; früher zog der Stamm im Winter hinunter in die Zetaebene am Skutarisee, wo er eine ausgedehnte Winterweide Zeu-i-zi (die schwarze Erde) hatte. Die neue Grenze zwischen der Türkei und Montenegro gab den größten Teil dieses Weidelandes an Montenegro und seither wird den Albaniern die Benützung verwehrt. Am linken Ufer liegt auf einer weniger hohen Karstterrasse die Gemeinde Kscheva. Am Ausgange des Tales befindet sich am rechten Ufer das Dorf Dinoschi, dessen Einwohner mohammedanischer Religion sind, während die übrigen Gruda Katholiken sind.

Gruda ist einer der ärmsten albanischen Stämme, ihr Territorium bietet, wie erwähnt, sehr schlechte Lebensbedingungen; außerdem sind die Leute des Arbeitens entwöhnt; an der Grenze gegen Montenegro gelegen, waren sie bis zum Jahre 1878 beinahe immer in Kriegsbereitschaft; die türkische Regierung besoldete sie als Grenzwache und als Panduren; bei dem fortwährenden Kriegszustande, der hier herrschte, gab es Scharmützel bald mit den Montenegrinern von Kutschi, bald mit denen von Piperi oder Bjelopawlitsch und überall waren die Gruda mit dabei.

b) Das Pronisadtal

Man kann nicht gut sagen, daß dieses Tal seinen Namen von dem Wasser hat, das es durchfließt; der albanische Name Pronisad bedeutet der trockene Wildbach (Prue, bestimmt Proni = Wildbach, sad = trocken) und der Bach dieses Tales verdient diesen Namen. Das ganze Tal wird durch das ansehnliche Bett eines Torrenten durchzogen, in dem kein Tropfen



Wasser fließt; nach den starken Regengüssen im Frühjahre und im Herbst kommt aber plötzlich ein großer Wasserschwall in dem Torrentenbette heruntergeschossen, der sich in einigen Stunden verläuft; von seiner Kraft geben die Steinblöcke Zeugnis, die sich in dem kiesreichen Bette befinden und die das Wasser spielend stundenweit mit sich reißt. Der eigentümliche Charakter dieses Gebirgsbaches kommt wohl daher, daß die Berge, in denen der Pronisad seinen Ursprung hat, ganz entwaldet und kahl sind und daß das Gefälle des Tales ein sehr starkes ist. Das Tal reicht mit seinem Ursprunge tief in das Innere der nordalbanischen Alpen, und zwar bei den Bergen von Niktschi hinein. Dort führt ein steiler Pfad, Schtegu Zenet, d. h. der Ziegenpfad auf einem sehr hoch gelegenen Übergang in das obere Tal von Schala. In dem obersten Teile des Pronisadtales fand ich noch im Monate Juli Schneeflecken und in einigen Karstlöchern, welche eng und tief wie Brunnen sind, wird der Schnee über den ganzen Sommer aufbewahrt; wir gruben Ende Juli große Klumpen gefrorenen Schnees aus diesen Schneegruben. Dieser obere Teil des Tales hat noch ein wenig spärlichen Wald, weiter abwärts hört er ganz auf und der Talboden besteht aus mageren Wiesen mit wenig Graswuchs.

Zur rechten Hand bilden die massigen Kuppen der Maja Surs und der Kapa sowie der Veletschik die Talwand; zur linken Hand trennt das Tal von dem nächsten, dem Schalatale, ein hoher Kamm, welcher im Juni noch viel Schnee trug und im Schalatale mir als Tsora i Bogavet bezeichnet wurde; dann folgt die Biga und an diese schließen sich die Berge von Plani, eine Reihe von verschiedenartig geformten Hörnern, Spitzen und Pyramiden; der letzte Teil der linken Talwand ist der Rücken des Guril, welcher als imposante Kuppe sich über die Ebene des Skutarisees erhebt; der Veletschik und der Guril sind beide von weither sichtbar. Dem Guril wird in den südlich von ihm liegenden Dörfern der Name Kunora Lohijes — die Krone von Lohija — nach dem dortigen Dorfe Lohija beigelegt.

Das Tal geht weiter in die steinige Ebene Pustopoj, von den Albaniern korrumpiert aus dem serbischen Pustopolje, d. i. das wüste Feld, über und mündet schließlich in die Uferebene des Skutarisees, welche am linken Ufer des Torrenten als Ebene von Koplik, am rechten Ufer als Ebene Bajsa bezeichnet wird.

Das Pronisadtal hat wenig landschaftlichen Reiz; eine hübsche Ansicht bietet höchstens das im oberen Tale gelegene Kirchdorf Boga. Das Tal erweitert sich zu einer kleinen Ebene, deren Wiesen dem Auge wohltun; die Berge der rechten Talwand präsentieren sich schön und eine Stunde unterhalb der Kirche bringt eine Biegung des Tales einen schönen Ausblick auf die malerischen Berge von Plani. Das Dorf Boga bildet einen kleinen Stamm für sich, der sich den Klementi anschließt.

Der Reisende, welcher Boga besucht, wird auf dem die Dorfkirche umgebenden Friedhofe mit Interesse die originellen, großen Holzkreuze besichtigen, welche die Gebirgsbauern auf den Gräbern aufzurichten pflegen. Diese Kreuze tragen außer den Schnitzarbeiten, mit denen sie verziert sind, noch einen merkwürdigen Schmuck: auf dem senkrechten Arme und häufig



auch auf den Enden der beiden Seitenarme sind drei aus Holz geschnitzte Vögel in der Größe einer Drossel oder Amsel aufgesetzt; dieser Brauch entspricht unbedingt einem Volksglauben, den ich aber nicht erfahren konnte.

Der mittlere Teil des Tales gehört dem Stamme Schkreli, welcher die vier Dörfer Brscheta, Vrişi, Dedaj und Zagora enthält, von denen jedes unter einem eigenen Woiwoden steht; die Schkreli sind katholisch, mit Ausnahme des Dorfes Zagora, dessen meiste Familien mohammedanisch sind; die Kirche ist in Brscheta, die Moschee in Zagora. Über der Kirche erhebt sich der Berg Veletschik; man steigt von der Kirche $1\frac{1}{2}$ Stunden zum Dorfe Vrişi hinauf, weitere $1\frac{1}{2}$ Stunden Klettern bringen auf ein schönes Hochplateau, Rasna Vrişit, über welchem sich die zwei Gipfel des Berges, der westliche Veletschik und die östliche Kunora, beide durch einen Kamm verbunden und in zwei Stunden erreichbar, erheben. Das Plateau Rasna dient als Alm, es enthält hübsche Alpenwiesen und ist reich an Quellen.

Das dürre Tal, das die Schkreli bewohnen, kann seine Bevölkerung nicht ernähren, zwei Drittel derselben leben von Oktober bis Januar an der Küste des Adriatischen Meeres bei Alessio und Medua und in den Niederungen des Bojanaflusses; gegen 60 Familien überwinterten in den Dörfern Schnjertsch und Zogaj im Bezirke Dulcigno; als dieser Bezirk zu Montenegro kam, wurden sie vertrieben und ihre Stelle nahmen Montenegriner aus Kutschi und Triëpschi ein. Den Sommer verbringen die Schkreli teils auf ihren eigenen Alpen am Veletschik und in den Bergen von Plani, teils pachten sie Almen um Plava herum in der Zentralkette der nordalbanischen Alpen. Jene Bauern, welche Grundstücke in den Ebenen erworben haben, sind zumeist wohlhabend, die im heimatlichen Gebirge zurückgebliebenen sind in ärmlichen Verhältnissen.

Außer den Schkreli hausen auf dem Veletschik auch noch die Kastrati; der Veletschik erhebt sich unmittelbar aus der Ebene Bajsa und auf diesen westlichen, weit ausgedehnten Abhängen liegen die Dörfer des Stammes Kastrati. Der Weg zu denselben führt von Süden über das Schkrelidorf Zagora den Berg hinauf, welcher sich in mehreren Terrassen aufbaut. Auf der ersten Terrasse liegt das Dorf Goraj, auf steilen Pfaden zwischen Felsblöcken klimmt man zu einer zweiten und dritten Terrasse empor, auf denen die Dörfer Budischa und Bratoschi liegen. Im letzteren ist die Kirche, man ist hier nunmehr drei Stunden unterhalb des Gipfels, also schon ziemlich hoch und genießt eine hübsche Aussicht auf den blauen Spiegel des Skutarisees und die an seinem jenseitigen Ufer aufsteigenden Berge der Rumijakette. Nach Nordwesten fällt der Gipfel des Veletschik zum Hochplateau von Rapscha ab, welches sich so ziemlich in gleicher Höhe wie die Terrasse von Bratoschi befindet; dieses Plateau ist auf der anderen Seite von den Bergen Bukovik und Tschemer eingeschlossen. Der Veletschik ist stark verkarstet, seine Abhänge enthalten nur wenig fruchtbares Land, welches Mais oder andere Zerealien produzieren könnte. Die Kastrati sind daher zum Teile in die Ebene Bajsa herabgestiegen, haben dort Gehöfte gebaut und bearbeiten sie; da die Ebene von einigen Beyfamilien in Skutari als ihnen gehörig betrachtet wird, beanspruchen dieselben Pachtzins von den



Bauern und fehlt es nicht an Streitigkeiten hierüber; die angeblichen Eigentümer in Skutari haben aber keine Dokumente, um ihr Recht zu beweisen, sie stützen dasselbe auf eine Tradition, daß ein Großer des türkischen Reiches vor Jahrhunderten ihnen diese Ebene, die damals bloß Jagdgrund war, geschenkt habe. Man kann von eigentlichen Dörfern in der Ebene nicht sprechen, jede Gruppe von Gehöften hat ihren eigenen Namen, gewöhnlich nach dem Namen der Familien, so Nretzaj, Peraj und Ruschi rings um die Kirche, ferner Vukivanaj, Alijaj, Tschulaj, Gaschaj und Vukpalaj; einige Namen slawischen Klanges, wie Gradetz, Pietroschan, Kosan datieren offenbar aus der Zeit, bevor die Kastrati vom Veletschik herabstiegen und die Bajsaebene okkupierten. Die Kastrati sind bis auf 63 mohammedanische Familien durchaus katholisch, sie zählen 2600 Seelen und stehen unter fünf Woiwoden und einem Bajrakdar.

Im nahen Montenegro nennt man den Pronisad «Suvi potok», was im Serbischen dasselbe bedeutet wie das albanische Pronisad, nämlich der trockene Bach; der Volksglaube in Montenegro erzählt, daß der Suvi potok die Grenze des Gebietes des Fürsten Ivan Tschernojevitsch war, des letzten serbischen Herrschers in dieser Gegend, welcher im Jahre 1479 von den Türken besiegt und aus seiner Residenz Žabljak vertrieben und gezwungen wurde, im Gebirge in Cetinje Zuflucht zu suchen. Die Montenegriner halten nun daran fest, daß das Fürstentum Ivans, welches sie die Ivanbegovina nennen, in seiner alten Ausdehnung restituiert werden müsse, und da sie das moderne Montenegro als Erben des historischen Fürstentums der Familie Tschernojevitsch ansehen, proklamieren sie den Pronisad als zukünftige Grenze Montenegros.

c) Hoti

Der Bergzug zwischen dem Tzem- und dem Pronisadtale ist an seinem Abfalle zum See von Skutari durch ein kurzes, schluchtartiges Tal gespalten, welches sich auf eine tief in das Land hineinreichende Bucht des Sees öffnet; die kurze Talschlucht und die lange schmale Bucht erwecken den Eindruck, als ob sie im Zusammenhange stünden und die Bucht die Fortsetzung des Tales wäre, was aber nicht der Fall ist. Obwohl diese Talschlucht nicht zu dem System der Haupttäler der nordalbanischen Alpen gehört, so möge sie dennoch hier kurz besprochen werden, da manche interessante Beobachtungen sich an sie knüpfen.

Die erwähnte Bucht, in ihrem unteren Teile Viri Kastratit, in ihrem oberen Teile Sünü Hotit (das Auge von Hoti) genannt, zieht vom nordöstlichen Ufer des Skutarisees in einer Breite von zirka zwei Stunden vier Stunden weit in das Land hinein; niedrige, felsige Hügel trennen das Ende der Bucht von dem Tale von Kuscha, welches vom Veletschik in der Richtung auf die Seebucht herunterkommt; in dem Tale fließt jetzt kein Bach, es ist bloß ein trockenes Bett da, welches die vom Gebirge herabkommenden Regenwasser gegraben haben; das Tal öffnet sich auf die Ebene Bajsa.

Zwischen der Bucht von Hoti und dem Tale von Kuscha einerseits und dem Tzemtale dehnt sich das sechs Stunden lange und vier Stunden breite



Karstplateau des Mali Hotit aus. Das ist der echte trostlose Karst mit seinen felsigen Erhebungen und steinbedeckten Hängen, auf denen höchstens wildes Gebüsch steht, mit den Dolinen und Karstlöchern, deren Grund allein ein wenig fruchtbare Erde enthält, welche von der Bevölkerung bebaut werden kann. Hier fegt im Winter die Bora mit großer Heftigkeit über die steinigen Hänge und im Sommer liegt eine sengende Hitze über dem Plateau, welches fließendes Wasser überhaupt nicht und Quellen nur sehr spärlich besitzt, so daß im Sommer Menschen und Vieh bis zum Tzemflusse hinabsteigen müssen, um zu Wasser zu gelangen. Die wenigen Maisfelder, auf welche die Bevölkerung für ihre Ernährung angewiesen ist, geben, wenn nicht genügend Regen fällt, nur sehr dürftigen, oft gar keinen Ertrag. Die Viehzucht ist durch den Mangel an Weide und an Wasser eine sehr beschränkte und es ist daher die Bevölkerung von Hoti in diesen Gebirgen die ärmste. Dennoch haben die Hoti den Vorrang vor allen anderen Stämmen aus der Umgebung Skutaris, diese Ehrenstellung ist eine von altersher ererbte und wird auch jetzt noch von den Hoti beansprucht und von den anderen Stämmen anerkannt. In den Stammessagen, welche die Klementi, Kastrati, Hoti über ihren Ursprung besitzen, ist zwar nichts enthalten, welches auf ein größeres Alter der Hoti vor den anderen Stämmen schließen ließe, das Gebiet der Hoti enthält aber die meisten Erinnerungen und Denkmäler aus der Vergangenheit.

An eine Lokalität in Hoti knüpft die Volkserinnerung die Tradition, daß daselbst in der Zeit des «Duklani» ein blutiger Kampf stattfand; wie die albanische Sprache vom Stadtnamen Schkodra (Skutari), Schkodrani (der Skutariner) bildet, so ist Duklani vom Stadtnamen Dukla gebildet, womit die römische Stadt Dioclea und die mittelalterliche Stadt Duklje gemeint ist, deren Ruinen noch jetzt im Mündungswinkel der Moratscha und Zeta nächst Podgoritza sich vorfinden; ob dieser Herr von Dukla einer der serbischen Fürsten war, welche im 10. und 11. Jahrhunderte dort herrschten, oder ob etwa damit ein späterer Herrscher der Zeta aus der Familie Nemanja oder Balscha gemeint ist, kann aus der Tradition nicht entnommen werden; auch Balscha III. hatte im Jahre 1415 blutige Kämpfe mit den Hoti zu bestehen.[1])

Beim Dorfe Spinje befindet sich in der Doline Dubrava eine Ruine, welche vermutlich einstmals eine Kapelle war; ich fand in derselben einen 90 *cm* langen Steinbalken mit der Inschrift

\CCC̆CC · X · P͡F · ANDRE · ACOC'AR

Da das eine Ende des Steines abgebrochen ist und am anderen Ende ein zweiter Stein sich anschloß, was aus einem Zapfenloch zu schließen ist, so sagt dieses Bruchstück uns leider nicht, was die Ruine war und läßt nur erraten, daß sie aus dem Jahre 1500 herrührt und ein Mönch damit zu tun hatte. Die Umstände, daß rings um die Ruine Gräber sich befinden und der

[1]) Gelcich, La Zedda e la dinastia dei Balšidi, p. 305.



nächste Bergsattel, über den man in die Ebene hinuntersteigt, Tschaf Kischa, d. i. das Kirchenjoch heißt, sprechen dafür, daß diese Ruine tatsächlich eine Kapelle war.[1])

In der Gemeinde Drumaj liegt auf einem Berge oberhalb der Fraktion Vitoja die Ruine Samobor; es scheint schon in römischer Zeit eine Befestigung hier gestanden zu haben, auf die dann eine mittelalterliche Festung folgte. Etwas weiter ist ebenfalls in Drumaj die Ruine eines Schlosses, welche Tschutetza genannt wird; sie liegt oberhalb der Quelle Krevenitza, welche insoferne eine Merkwürdigkeit ist, als sie in einer großen Höhle sich befindet und mit einem bedeutenden Wasserquantum ein tiefes Bassin bildet, so daß die Bauern behaupten, die Krevenitza wäre ein unterirdischer Abfluß des Tzems. Hier versammelt sich am 24. Juni am Johannistage die ganze Bevölkerung von Hoti mit zahlreichen Gästen, um das Fest ihres Stammpatrons zu feiern; zu den Volksbelustigungen zählten insbesondere die Tänze der Frauen und Mädchen, in der letzten Zeit sind sie jedoch abgekommen. Eine zweite ähnliche Quelle, auch Krevenitza genannt, befindet sich am westlichen Fuße des Karstplateaus von Hoti zwischen den Dörfern Tusi und Vuksanlekaj.

Was nun die Ruine Tschutetza betrifft, so ist Tschutetza nicht ihr Name, das Wort ist vielmehr die appellative Bezeichnung für eine alte historische Ruine, es ist das Diminutiv von Tschutet, welches etymologisch wohl mit «civitas» zusammenhängt und womit jetzt der Albanier die alten Burgruinen bezeichnet; es gibt demnach sehr viele Tschutet in Albanien.

Noch weiter gegen das Kuschatal zu kommt man zu der Ruine eines Klosters, welche Kischtza genannt wird.

Aus allen diesen Ruinen und Überresten der früheren Zeiten ist zu schließen, daß die Hoti nicht eine ereignislose Vergangenheit haben wie die meisten anderen albanischen Bergstämme, sondern in allen Vorgängen, deren Schauplatz dieses Gebiet war, eine aktive Rolle gespielt haben.

Am Fuße des Mali Hotit in der Ebene von Tusi, und zwar dort, wo das heutige Dorf Vuksanlekaj sich befindet, war in der römischen Zeit eine größere Ansiedlung; ich habe in der Zeitschrift des bosnisch-herzegowinischen Landesmuseums (Glasnik XI, 1899, p. 767) einige Inschriften und Fundstücke aus dieser römischen Stätte veröffentlicht. Seither habe ich noch von anderen Fundstücken Kenntnis erhalten. Im Inneren des Hauses des Bajrakdars Ismail Mustafa ist eine Inschriftplatte eingemauert, von welcher ich zwar eine genaue und korrekte Kopie nicht erhalten konnte, nach den mir gemachten Angaben scheint sie von der Grabstätte einer «Plaetoria» herzurühren. In einem anderen Bauernhause in der Häusergruppe Kischtza, welche weiter in der Ebene liegt, werden zwei Skulpturfragmente aufbewahrt. An einer anderen Stelle des Gebietes von Hoti, und zwar am Endpunkte der Seebucht, wird von Bauern ein mit Skulpturen verzierter Stein verwahrt, welcher nach der mir gemachten Beschreibung ein Altar sein dürfte. Im

[1]) Cf. Ippen, Altertümer aus Albanien. Zeitschrift des bosnisch-herzegowinischen Landesmuseums XIII, 1901, p. 117.



Pfarrhause von Trabojna befindet sich eine und die andere römische Amphore.

In der ebenen Sohle des Kuschatales liegen zerstreut die Häuser des gleichnamigen Dorfes, hoch über ihnen blickt von dem steilen Abhange der rechten Talwand die Pfarrkirche herab, welche von der Häusergruppe Bridscha umgeben ist.

Der obere Teil des Kuschatales wird zu einer engen Schlucht, welche bis auf das zwischen den Bergen Veletschik und Bukovik liegende Hochplateau von Rapscha, auch Sali Hotit genannt, hinaufführt. Dieses Plateau dürfte zirka 5 *km* lang und kaum 2 *km* breit sein, es hat einen fruchtbaren Boden, der reichliche Ernten an Weizen gibt; über dasselbe führt die sehr wichtige Kommunikation aus dem Tzemtale nach Skutari, die freilich nur ein sehr beschwerlicher Saumpfad ist; außer den Insassen des Tzemtales passiert auch der ganze Verkehr von Gusinje und dem Limtale auf dieser Route, da sie auch im Winter am längsten gangbar bleibt.

Der Ausblick von der dem Tzemtale zugewendeten Kante des Plateaus bietet ein entzückendes Gebirgspanorama; die Berge der beiden Talwände schieben sich kulissenartig derart durcheinander, daß der Blick nie die Talsohle erfassen kann und nur aus der tiefen Furche den Lauf des Tales errät; vor dem Beschauer steigt imposant die Felspyramide der Dubina empor, welche im Mündungswinkel der beiden Tzembäche liegt; zur Linken sind die steilen Wände des Tzemcañons, sie tragen die steinigen Hänge und die zahllosen Gipfel der Gebirge Montenegros; zur Rechten senkt sich der bewaldete Abhang des Bukovik zum Tzemflusse und an ihn schließen sich die ebenfalls bewaldeten Hänge der Kapa Brojs.

In zahllosen Windungen führt ein nicht zu schlechter Naturweg durch hohen Buchenwald hinunter zum Han Grabom; dieser Serpentinenweg führt die Namen Schkala Rapschs oder Letsche t'Hotit; sobald man einige Serpentinen zurückgelegt hat, erblickt man in der Tiefe das in heller Smaragdfarbe schimmernde Tzemwasser. An seinem Ufer ist ein großes türkisches Wachhaus und ein gut gehaltener Han, der den Namen der Lokalität Grabom erhalten hat.

d) Das Riolital

Das Riolital ist ein ganz kleines Tal, welches natürlich nicht bis zur Zentralkette der nordalbanischen Alpen führt; es entsteht vielmehr am Berge Parun, welcher sich in der Kette der Berge von Planti befindet, die ihrerseits einen Teil der linken Talwand des Pronisadtales bildet; vom Parun zweigt ein zur Ebene des Sees von Skutari ziehender Bergzug ab, welchen die Berge Tschafazes, Bischkasi und Maranai bilden. Diese Berge sind die linke Wand des Riolitales, der Guril bildet die rechte Talwand und scheidet das Riolital vom Pronisadtale. Der Parun ist ein pittoresker Berg, dessen Schroffen und Zacken von der Ebene am Skutarisee sichtbar sind; auf ihm liegt die Alm von Rioli, eine ausgedehnte, ebene Alpenwiese, welche ringsum von so hohen Felsgipfeln umgeben ist, daß man den Eindruck hat, man befinde sich auf dem Grunde eines Kessels. Die Parunalpe wird vom Stamme

(Gedr. 17. III. 1908.)



Rioli am Annentage (26. Juli) bezogen, an dem in ganz Albanien das Fest einer Nationalheiligen Schne Prenna (heil. Prenna) gefeiert wird; an diesem Tage wird auf der Alpe die Messe gelesen und dann wird fröhlich gezecht und geschmaust. Diese in ganz Albanien hochverehrte Schne Prenna kommt im lateinischen Heiligenkalender nicht vor, der Klerus in Albanien übersetzt aber das albanische Prenna mit dem lateinischen Veneranda, welche irgendeine römische Märtyrerin war, die gar keine Beziehungen zu Albanien hatte. Prenna heißt eigentlich im Albanischen Freitag, analog dem italienischen Venerdì, der Tag der Venere (Venus), und hängt also jedenfalls mit dem heidnischen Venuskultus zusammen. Eine andere Analogie zu dem albanischen Prenna, welche nicht bis in das Altertum, sondern nur in das frühe Mittelalter zurückreicht, bietet das slawische Petka und Petak; Sveta Petka ist eine Heilige der serbischen und bulgarischen Kirche, Petak ist der Freitag; ebenso ist bei den Griechen Paraskevi eine Heilige und der Freitag. Prenna ist in Albanien ein sehr verbreiteter Frauenname, er dürfte ein einheimischer, vorchristlicher Name sein, den die katholische Kirche rezipierte und als albanische Form des lateinischen Veneranda ansieht; alle der heiligen Prenna geweihten Kirchen feiern ihr Kirchenfest aber am St. Annentage.

Über den Berg Bischkas führt der Saumweg, welcher hauptsächlich die Kommunikation zwischen Skutari und dem Kiritale sowie allen anderen, weiter nach Osten liegenden Tälern vermittelt, der Bischkaspaß ist daher einer der wichtigsten Bergübergänge in der Umgebung von Skutari.

Ein vom Bischkas ausgehender, felsiger Hügelzug teilt das Riolital in zwei Nebentäler, von denen jedoch das westliche das bedeutendere ist; in demselben befindet sich die Kirche und die meisten Gehöfte des Stammes Rioli. Beide Täler werden von Gebirgsbächen durchflossen, welche sich kurz vor ihrem Austritte in die Uferebene des Skutarisees vereinigen; die Talbewohner nennen den Bach des westlichen Tales Schëu, was «Wildbach» bedeutet, und den anderen Gura, was «Quelle» bedeutet. Der albanische Sprachgebrauch pflegt bei Appellativen, wie es die obigen Bachnamen Schëu und Gura sind, zur Präzisierung noch den Namen der nächstgelegenen Dörfer hinzuzufügen, man bezeichnet daher diese beiden Bäche auch als Schëu Riolit und als Gura Kurtit, da der eine an dem Kirchdorfe Rioli, der andere an dem Dorfe Kurta vorbeifließt.

Erst außerhalb des Stammgebietes wird dem vereinigten Bache der Name Rioli gegeben, welchen Prof. v. Jireček vom lateinischen «rivulus» ableitet; ich möchte zu Rioli «riëla» stellen, was im Albanischen die Strömung bedeutet und ebenfalls als Bachname vorkommt, möchte es aber als unentschieden ansehen, ob der Stamm den Namen vom Bache erhalten hat oder aber der Bach vom Stamme. Der Bach des westlichen Tales treibt mehrere Walkmühlen, in denen die von den Gebirgsbauern für ihre Kleidung erzeugten Loden gewalkt werden; er enthält auch ziemlich viele Forellen. Unter der Bevölkerung des Riolitales ist die Müllerei ein althergebrachtes Gewerbe und alle Müller in der Stadt Skutari sind aus Rioli.

In dem Mündungswinkel der beiden Bäche des Riolitales erhebt sich ein von drei Seiten freistehender Hügel, dessen Spitze einige Mauerreste



trägt; der Hügel heißt Maja Baletzit und die Ruinen Kischa Baletzit. Ich glaube in diesem Baletzi den Namen Balesium agnoszieren zu können, welcher einer alten Stadt in der Umgebung Skutaris zukam, die auch ein Bischofssitz war. Der Chronist Marinus Barletius von Skutari erzählt in seiner Biographie Skanderbegs, daß Balesium schon vor der Mitte des 15. Jahrhunderts verlassen worden war und daß Skanderbeg im Jahre 1448 in seinen Kämpfen gegen die Venezianer auf der Stätte der alten Stadt eine Feste erbaute, von welcher aus die venezianische Garnison von Skutari in Schach gehalten werden sollte. Barletius gibt an, daß diese Feste von Skutari 12000 Schritte, von Drivasto 5000 Schritte und von Dainum (Denja) 15000 Schritte entfernt auf einem Ausläufer des Maranaiberges gelegen war. Diese Entfernungen passen vollkommen auf die Ruine Baletzi und sie ist jedenfalls der Überrest der Feste Skanderbegs. Die Ruinen bestehen aus Resten einer Umfassungsmauer, welche die Gipfel des Hügels einschließt, und in den Mauerteilen einer Kirche; dichtes Gehölz macht es recht mühsam, zu der Kirchenruine zu gelangen.[1])

Man genießt vom Burghügel von Baletzi eine sehr bemerkenswerte Aussicht; wendet man sich gegen das Gebirge, so überblickt man als Hintergrund des Tales der Gura Kurtit den Kamm des Bischkasi in seiner ganzen Ausdehnung, links von ihm steigt der Parun, rechts der Maranai auf.

Die Bevölkerung der beiden Täler bildet einen gesonderten, kleinen Stamm, welcher den Namen Rioli trägt; wie schon früher erwähnt, will ich nicht entscheiden, ob der Stamm seinen Namen von dem Bache hat, dagegen spricht der Umstand, daß der Bach nicht Rioli, sondern Schëu Riolit, der Wildbach von Rioli, heißt; nach dem albanischen Sprachgebrauche deutet das darauf, daß eine Lokalität oder Ansiedlung namens Rioli existiert, an welcher der Bach vorüberfließt und von der er den Namen angenommen hat.

Die Rioli haben ihren eigenen Bajrakdar, zwei Drittel des Stammes sind katholischer, ein Drittel mohammedanischer Religion.

Ein großer Teil der Leute lebt außerhalb ihres Heimatstales, im Winter an der Meeresküste zwischen der Bojanamündung und St. Jean de Medua, im Sommer auf den Alpen; viele Männer von Rioli sind in der Stadt Skutari als Müller beschäftigt.

e) Das Kirital

Das Kirital liegt vor den Toren der Stadt Skutari, an welcher der Kiri vorbeifließt, es ist ein landschaftlich schönes Tal, das den Besuch der Touristen verdient. Auch das Kirital reicht, obwohl es eine Länge von beiläufig zehn Stunden hat, nicht bis in die Zentralkette der nordalbanischen Alpen, es entsteht an den Abhängen des Berges Biga, welcher ein Glied jener Bergkette ist, die das Pronisadtal von dem Lesnitschiatale scheidet, es reicht aber bereits viel tiefer in das Hochgebirge hinein als das eben beschriebene Riolital. Der Berg Biga ist ein großer, imposanter Gipfel, der gewiß gegen

[1]) Cf. Ippen, Alte Denkmäler in Albanien. Glasnik des bosnisch-herzegowinischen Landesmuseums XII, 1900, p. 512.



2000 *m* Höhe erreichen wird; seine mächtige Pyramide trägt bis spät in den Sommer Schnee, sie präsentiert sich besonders schön in dem Lesnitschiatale von Schala aus gesehen. Die schon öfter genannten Berge von Planti bilden die westliche Wand des Kiritales, ihre Gipfel erscheinen von hier aus gesehen als ein steiler, schroff aufsteigender Felskamm, in welchem man bloß rinnenartige Risse sieht, durch die man auf die Höhe der Felswände emporklettert; von dem Grau dieser Felswände heben sich an wenigen Stellen die schwarzen Fichten ab, ein ernstes Hochgebirgsbild schaffend. Oben auf den Gipfeln des Felskammes sind Alpenweiden, auf denen die Hirten der Gemeinde Planti aus dem Kiritale mit den Leuten von Schkreli aus dem Pronisadtale zusammentreffen; da fehlt es auch nicht an Streit, an Flintenschüssen und an Blutrache.

Die Ostwand des Kiritales ist eine niedrigere Bergkette mit nicht so wilden und pittoresken Formen, die noch bedeutende Reste von Wald trägt, obwohl die Bauern und die Hirten schonungslos denselben verwüsten; die Bauern brennen, um Felder für den Anbau von Roggen, welcher allein in diesen höheren Berglagen vorkommt, zu gewinnen, den Wald auf viele Strecken nieder und die Hirten fällen die Buchenstämme, um deren Laub ihren Ziegen- und Schafherden als Futter zu geben. Da dieser Bergzug leichter gangbar ist, führen mehrere Übergänge über ihn aus dem Kiritale in das Lesnitschiatal. Unterhalb der Biga ist der Übergang Tschafa Boschit, welcher aus der Gemeinde Planti nach Gimaj im Nachbartale führt; hier tragen die Berge noch weite Buchenwälder, die bisher von der Verwüstung noch wenig gelitten haben und die den Weg zu einem sehr angenehmen und schönen machen. Bei den Einheimischen hat aber der Paß Tschafa Boschit einen schlechten Ruf; der dichte Wald und das üppige Buschwerk und Unterholz bieten einen ausgezeichneten und sicheren Hinterhalt und wer eine Blutrache zu üben hat, sucht am liebsten die Tschafa Boschit auf, um hier auf seinen Blutschuldner zu lauern. Dabei ist die Tschafa Boschit ein stark frequentierter Paß, für den größeren Teil des Stammes Schala aus dem Lesnitschiatale ist es der Weg zur Stadt Skutari. Südlich von diesem so reichlich mit Blut getränkten Passe erhebt sich zu imposanter Höhe die Kuppe des Tschoku, auch Tschoku Kirit, nach der Dorfgemeinde Kiri genannt. Südlich von dieser Kuppe führt der Übergang Tschafa Schoschit von dem Pfarrdorfe Kiri nach Schoschi im Nachbartale. Noch weiter südlich ist ein dritter Übergang, welcher vom Dorfe Prekali im Kiritale aus in dem Tale des dort in den Kiri einmündenden Baches Nervena den Gurikutsch emporklimmend hinüber nach Schoschi führt; dieser Weg ist die kürzeste Verbindung zwischen Schoschi und Skutari, er ist aber sehr schlecht.

Im mittleren Teile des Kiritales bilden die Abhänge des Maranai die rechte und die Abhänge des Tzukali die linke Talwand. Diese beiden Berge sind in dem Bergkranze, welcher sich zunächst der Stadt Skutari entrollt, die markantesten Erscheinungen; der Maranai steigt als spitze Pyramide aus der Ebene auf, der Tzukali liegt als mächtiger Klotz da, dessen Masse den Horizont abschließt. In dem von Skutari aus gesehenen Panorama erscheint der Maranai höher, da seine höchste Spitze der Stadt näher ist, in Wirklichkeit

ist der Tzukali bedeutend höher. Der Tzukali hat mehrere Spitzen, die höchsten sind Tzukali und weiter nördlich die Maja Mulatschinit; zwischen beiden hindurch geht der Weg, welcher von Skutari nach dem Pfarrdorfe Duschmani im Lesnitschiatale führt und auch der bequemste Weg zur Besteigung des Tzukali ist. Unterhalb des letztgenannten Gipfels ist mitten im Walde eine schöne, ganz ebene Waldwiese, Fuscha Litschenit; überhaupt enthält der Berg ausgedehnte Waldpartien, jedoch da die Bewohner zumeist Köhlerei treiben und der Bedarf der Stadt an Holzkohlen ein bedeutender ist, kann leider auch diesen Wäldern kein langer Bestand prophezeit werden; beinahe täglich gehen Karawanen von Tragpferden und Maultieren, ein jedes mit zwei Säcken Holzkohle beladen, vom Tzukal zur Stadt; der Stamm Schlaku, welcher die Abhänge des Berges bewohnt, lebt beinahe ausschließlich von der Köhlerei.

Das Kirital ist ein sehr enges Tal und besitzt gar keine ebene Talsohle; dieselbe wird ganz vom Bette des Kiribaches eingenommen und es ist nicht einmal Raum für einen Weg längs des Baches, alle Kommunikationen gehen in einer mehr oder minder bedeutenden Höhe auf den Abhängen über dem Bache. Im oberen Teile des Tales sind die Abhänge nicht gar zu steil und tragen die Gehöfte sowie die Felder, auf welchen hauptsächlich Mais gebaut wird. Das Terrain ist hier ein bröckeliges, schistöses Gestein, welches sehr schnell verwittert und ins Tal abrutscht; es bietet daher selbst dem Fußgänger viel Schwierigkeiten, Pferde kommen nur sehr schwer fort; im Tale hält man daher gar keine Pferde, sondern nur wenige Maultiere. Die Bauern brechen aus diesem Gesteine Platten, mit denen die Hütten gedeckt werden, da diese schweren Platten am besten dem Winde widerstehen; unter der Einwirkung des Regens brechen sie jedoch bald.

Im mittleren Teile des Kiritales sind die Abhänge des Maranai und des Tzukali so steil, daß das Tal zu einer Schlucht wird. Infolge dieser Schwierigkeiten, die sich einer Passage entgegenstellen, führt auch der Weg von Skutari in das Kirital nicht im Tale längs des Wassers; ein Weg erklimmt den Bischkasberg und führt über einen hohen Paß in den oberen Teil des Tales; will man bequemer gehen, so steht ein zweiter Weg zur Verfügung, welcher aus dem unteren Kiritale den Abhang des Maranai emporklimmt und über den Übergang Tschafa Șans unterhalb des Bischkasgipfels in den ersten Weg einmündet.

Aus diesem Defilé tritt der Kiri in die Ebene von Skutari; er hat in derselben sein Bett schon mehrmals gewechselt; früher floß er nördlich von Skutari und mündete in den See, jetzt umkreist er die Stadt auf ihrer östlichen und südlichen Seite und vereinigt sich mit dem Drin und der Bojana; die Stadt mußte sich gegen ihn durch mehrere Dämme schützen, da er bei Hochwasser in sie einzubrechen droht. Der Kiri ist ein richtiger Sohn des Gebirges, im Sommer hat er in seinem unteren Teile gar kein Wasser, von Beginn des Defilés ab aufwärts führt er immer Wasser, kann aber überall durchwatet werden; im Winter jedoch und nach starken Regengüssen ist er ganz unpassierbar. Im Gebirge erhält er mehrere Zuflüsse, im oberen Teile



seines Tales sind es insbesondere die Schkurta, welche ihm von rechts, vom Bischkas herab beim Dorfe Dschoanji zufließt, und weiter abwärts beim Dorfe Prekali die Nervena, ein linksseitiger Zufluß. Der Kiri ist reich an Forellen; besonders ergiebige Fangstellen sind unterhalb der Ortschaften Dschoanji und Kiri sowie oberhalb der Flußenge Ura schtrajnt.

Das obere Kirital führt im Lande den Namen Pulati; das historische Pulati, welches in den Kämpfen zwischen den byzantinischen Kaisern und Serben im 12. Jahrhunderte häufig erwähnt wird, umfaßte ein weit größeres Territorium: es gehörten jedenfalls dazu die sämtlichen Täler zwischen Skutari und Djakova nördlich vom Drinfluß; die altserbischen Quellen sprechen von einem Ober-Pilot, in welchem der heutige Ort Vau Spas lag, und einem Unter-Pilot, das bis an das Ostufer des Skutarisees reichte, so daß das heutige Dorf Koplik dazugerechnet wurde.[1]) Das heutige Pulati sind die Gebiete der drei Stämme Plani oder Planti, Dschoanji und Kiri; dem ersteren gehört das Quellgebiet des Kiribaches, weiter talabwärts ist auf der rechten Seite der zweite, auf der linken der dritte Stamm. Alle drei Stämme sind ganz katholisch, ein jeder hat seine eigene Pfarre, in der Pfarrei Dschoanji residiert auch der Bischof der Diözese, welche den historischen Namen Pulati bewahrt hat. Nicht weit von der Pfarrkirche von Kiri liegt in einer Schlucht, welche vom Passe Tschafa Schoschit hinunter zum Kiri sich öffnet, auf einem aus dem Abhange vorspringenden Hügel eine alte Ruine, welche Tschüteti Kirit oder Kalaja Kaurit genannt wird; die Bezeichnung Tschütet-Ruine ist bereits an einer früheren Stelle besprochen worden, die Bezeichnung Kalaja Kaurit ist dem Türkischen entlehnt und bedeutet «Feste der Ungläubigen»; mit Kaur, welches Wort eigentlich im Munde der Mohammedaner den ungläubigen Christen bezeichnet, wie das arabische Kjafir und das türkische Gjaur, meint der christliche Albanier jene Herrschaft, welche der türkischen voranging; «vakt kaurit» ist die «vortürkische Zeit», ohne daß das Volk sich klar wäre, wer damals in Albanien herrschte, es ist ebenso gut die römische Herrschaft zu Anfang unserer Zeitrechnung als die mittelalterlichen Epochen, welche dem Lande die byzantinische, serbische und venezianische Herrschaft brachten, damit gemeint.

Im Stamme Planti hat sich eine interessante Erscheinung aus der Stammesverfassung Albaniens erhalten; die beiden Dörfer Mngula und Pogu haben eine Bevölkerung, welche nicht zum Stamme gehört, sondern zu der Urbevölkerung des Tales, welche der später eingewanderte Stamm Plani dort vorfand, und diese beiden Dörfer sind Vasallen der im östlichen Nachbartale lebenden Stämme Schala und Schoschi; die Bauern von Mngula und Pogu sind verpflichtet, ihre Herrenleute aus jenen beiden Stämmen jederzeit in ihren Häusern aufzunehmen und gut zu verpflegen und müssen ihnen auch sonst kleine Abgaben leisten; dafür erhalten sie in Streitigkeiten den Schutz jener großen Stämme; wir haben es hier mit dem Reste eines Hörigkeitsverhältnisses zu tun.

---

[1]) Jireček, Die Handelsstraßen und Bergwerke von Serbien und Bosnien während des Mittelalters, p. 17, 22 ff.



Die Bevölkerung von Pulati ist sehr arm und viele werden durch die Armut zu Viehdiebstählen getrieben; sie begehen solche aber nie in ihrem Tale, sondern bloß in den Dörfern der Ebene um Skutari und in der Stadt selbst.

Außer den drei Stämmen von Pulati bewohnen dieses Tal noch der Stamm von Suma auf der rechten und die zum Stamme Schoschi zählende Gemeinde Prekali auf der linken Seite des Baches. Ein Teil des ersteren Stammes ist mohammedanisch; über das Motiv des Religionswechsels wird erzählt, es hätte einst an einem großen katholischen Festtage die Gemeinde lang auf den Priester warten müssen, welcher aus einem entfernten Dorfe kommen sollte, um die Messe zu zelebrieren; einige Leute gingen auf die Suche nach ihm und fanden ihn unter einem Baume schlafend; aus Wut erschlugen sie ihn und um der Strafe zu entgehen, traten sie zum Islam über. Suma gehört nach der politischen Einteilung nicht mehr zu Pulati, sondern zur Landschaft Postripa.

Noch weiter unterhalb gehört das Kirital dem mohammedanischen Bajrak von Drischti, die Grenze zwischen der Gemeinde Prekali und dem letzteren Bajrak ist bei der Flußenge des Kiri, welche Ura schtrajnt heißt. Vorspringende Felsen bilden auf einige Meter eine kaum 3 *m* breite Enge, durch welche sich das Wasser durchzwängen muß; über diese Enge ist eine primitive Brücke geworfen, von der die Lokalität den Namen angenommen hat, denn Ura schtrajnt heißt «die enge Brücke».

Das Dorf Drischti, welches von der Stadt Skutari leicht zu erreichen ist, verdient deswegen Erwähnung, weil es auf der Stätte steht, wo einst die Stadt Drivastum sich ausdehnte, welche vom 9. bis in das 15. Jahrhundert öfters genannt wird.[1]) Drivastum war eine feste Stadt, Bischofssitz und hat infolge der türkischen Eroberung im Jahre 1477 als Stadt zu bestehen aufgehört. Von dem Mauerturm auf der Spitze des Burghügels genießt man eine pittoreske Aussicht auf das Kirital bis gegen Ura schtrajnt.

Die Erinnerung an die Eroberung Drivastums durch die Türken wird bis auf den heutigen Tag in der Bevölkerung durch das Mausoleum eines bei der Belagerung gefallenen, jedenfalls hervorragenden Mitkämpfers auf türkischer Seite wachgehalten. Die Mohammedaner geben solchen in einem Kampfe gegen Ungläubige gefallenen Streitern den Ehrentitel Schehid; der Schehid von Drischti hieß Kamber, sein Mausoleum, türkisch Türbe genannt, hat noch jetzt einen eigenen Wächter, einen sogenannten Türbedar. Nach dem Inhalte einiger älteren türkischen Fermane, welche die Türbedars von den Sultanen erhalten haben, gehörten sie der Sekte der Bektaschi an; man könnte daraus schließen, daß Kamber Baba ein Janitscharenführer gewesen war, da die Janitscharen ihre Feldgeistlichen aus den Bektaschi-Derwischen entnahmen.

Alljährlich findet eine stark besuchte Wallfahrt der Mohammedaner Skutaris zu dem Türbe des Kamber Baba statt.

---

[1]) Über die Ruinen von Drivastum siehe Ippen, Alte Denkmäler in Albanien. Glasnik des bosnisch-herzegowinischen Landesmuseums XII, 1900, p. 523.



f) Das Lesnitschia- oder Schala-Schoschital

Das Lesnitschiatal, welches auch Schala-Schoschital genannt werden kann, ist gegen zwölf Stunden lang und dringt mit seinem Ursprunge bis zum Zentralkamme der nordalbanischen Alpen hinein; es ist ein sehr schönes Tal mit wirklich alpinem Charakter, von hohen, malerisch und abwechslungsreich geformten Bergen eingeschlossen, entbehrt nicht der Vegetation und Waldungen und ist von einem ansehnlichen Wasserlauf durchflossen, welcher dem Drinflusse zuströmt. Von der Mündung des Lesnitschiabaches in den Drin aus ist jedoch kein Zugang, auf welchen man in das Tal gelangen könnte, es wird am bequemsten von Skutari erreicht und zwei Wege stehen zur Verfügung. Der kürzere führt durch das mittlere Kirital nach Prekali und über den Gurikutsch nach Schoschi; dieser Weg ist jedoch sehr schlecht, für Pferde nur mit Mühe und Gefahr, daß sie einen Abhang abstürzen, passierbar, Maultiere und Fußgänger gehen ihn leichter und können in einem Tage von Skutari nach Schoschi gelangen. Der zweite, bequemere Weg geht über Pulati und führt entweder über Kiri und die Tschafa Schoschit nach Schoschi oder über Planti und die Tschafa Boschit nach Schala; er nimmt zwei Tage in Anspruch.

Das Tal hat seinen Ursprung am Fuße des Passes Tschafa Pejs, über welchen ein Übergang über die Hauptkette der nordalbanischen Alpen an deren Nordfuß in das Limtal bei Gusinje führt; die Leute von Schala benützen diesen Gebirgsweg, um den Markt von Gusinje, wo sie ihren Mais einkaufen, aufzusuchen, doch ist der Weg nur im Sommer gangbar, im Winter ist er durch die Schneemassen unpassierbar.

Zu Füßen der Tschafa Pejs dehnt sich ein Talkessel aus, der ein schönes und ganz alpines Bild bietet. Von der Kirche des Dorfes Ṣeṣi, welches beiläufig in der Mitte des Talkessels liegt, sieht man nach Norden vor sich den Paßübergang wie eine Scharte zwischen zwei markanten Bergspitzen eingeschnitten, westlich das Horn der Maja Harapit, östlich die Kuppe der Maja Lisit; an die erstere schließt sich mit einem tief eingeschnittenen Passe namens Tschafa Viavet, über welchen für Fußgänger eine Verbindung aus dem Lesnitschiatale in das Vukli-Niktschital führt, ein kahler, felsiger Kamm, die Maja Radohinavet, dessen einzelne Spitzen bei Sonnenuntergang in den prachtvollsten Farben erglühen. Auf der westlichen Seite folgt dann die Tschafa Schtegut Zenet, über welche man in das Pronisadtal gelangt; über einem breiten Gürtel grünen Waldes steigen die weißlichen Schutthalden und Abhänge dieses steilen Passes auf; der ganz mit Wald bedeckte grüne Kegel der Pratschija schiebt sich in das Tal vor und im Vereine mit der Maja zeza, welche von der östlichen Talwand vorspringt, schließt er den Talkessel von Ṣeṣi nach Süden ab. Auf den Bergen der östlichen Seite des Talkessels liegen mehrere Alpen der Gemeinde Ṣeṣi. Nächst der Maja Lisit führt der Paß Tschafa Valbons auf die Alpe Balbona; hier entspringt der Fluß Valbona, welcher ein weiter nach Osten liegendes Paralleltal zum Lesnitschiatale bildet; nahe dieser Alpe liegen die Alpen Rogam und Dragobil; die Leute von Ṣeṣi sind hier Nachbarn der Krasnitsch, welche ein



kleines Dorf Selimaj hier oben haben, sowie der Gaschi und haben mit denselben von altersher datierende Streitigkeiten um Weiden, welche jedes Jahr zu Kämpfen führen; dadurch, daß Şeşi katholisch ist, die beiden anderen Stämme aber Mohammedaner sind, mengt sich auch konfessioneller Gegensatz in diese Zwistigkeiten; trotz ihrer geringeren Zahl wissen sich die Leute von Şeşi gut zu wehren.

Weiter südlich von diesen Alpen ist die Alpe Dnela; sie ist ein nicht allzu großes Hochplateau, bereits in der Region der harzreichen Hochgebirgsfichten gelegen und hat nur wenige Sennhütten; in einer halben Stunde klimmt man zum Passe Tschafa Boschit empor, welcher den Übergang in das Tal des Ljumi Tzurajt vermittelt, das später zum Nikaj-Merturitale, dem östlichen Nachbartale des Schala-Schoschitales, wird.

Der Talkessel von Şeşi wird von einem Wildbache durchflossen, welcher von der rechten und linken Seite Zuflüsse erhält, die jedoch im Sommer kein Wasser führen; die Kirche und Pfarre von Şeşi liegt am linken Ufer des Baches. Die Bewohner dieses Talkessels gehören zum Stamme Schala, dessen Gros das Tal weiter abwärts besiedelt.

Der mittlere Teil des Lesnitschiatales ist reich an Naturschönheiten; hat man von Skutari kommend die Bergkette, welche das Kirital vom Schala-Schoschitale scheidet, überschritten, so bleibt man unwillkürlich staunend stehen vor dem großartigen Anblicke, der sich dem Auge eröffnet. Zu den Füßen öffnet sich das Tal und verbreitert sich stellenweise ganz ansehnlich, so daß ausgedehnte Maisfelder mit frischen Wiesen abwechselnd und dazwischen verstreut zahlreiche Gehöfte an den Ufern des munter dahineilenden Baches Platz finden. Gegenüber reihen sich Berge, ein jeder in der Form verschieden, zu einer imposanten Kette, welche die östliche Talwand bildet: der massige Kamm der Ndermajna liegt majestätisch da, seine breiten, mit Kulturen und Wald bedeckten Abhänge nehmen einen großen Teil des Bildes ein und über sie erheben sich die felsigen Kuppen der zahlreichen Gipfel dieses Kammes, zwischen welchen der Paß in das Nachbartal Nikaj-Merturi hindurchführt. Im scharfen Kontrast zu der massigen Form und dem horizontalen Kamme der Ndermajna schließt sich an sie die spitze, schlanke Pyramide der Agra; weiterhin folgt die Straschitscha, über welche ebenfalls ein Übergang in das Nachbartal führt; als letztes Glied in der Kette ist ein spitzes Horn sichtbar, der Guri Leks Dukadschinit, der Stein des Leka Dukadschin, des nationalen Fürsten und Gesetzgebers, über dessen historische Persönlichkeit uns so wenig bekannt ist. Das Bild wird durch die Masse des Tzukaliberges abgeschlossen, der bereits auf dem rechten Ufer der Lesnitschia liegt. Diese Aussicht präsentiert sich am besten von der Kirche der Gemeinde Schoschi und von dem gegen drei Stunden talaufwärts gelegenen Dorfe Lotaj der Gemeinde Schala.

Auch die rechte, westliche Talwand entbehrt nicht landschaftlicher Schönheit. Von der Pfarrkirche von Schala in der Fraktion Abati, die auf dem Abhange der Ndermajna, beiläufig eine Stunde über dem Flußbette, liegt, genießt man eine schöne Aussicht auf die majestätische Biga, die man gerade gegenüber hat; gegen den 15. Juni war ihre Spitze noch mit Schnee



bedeckt; an sie reihen sich gegen Norden andere schneeige Gipfel, die der Tsora von Boga angehören.

Südlich vom Dorfe Nderljumtza, das in dem Mündungswinkel des rechtsseitigen Zuflusses Ljumizi liegt, erweitert sich das Tal zu einer kleinen Ebene, auf den Abhängen ringsherum liegen die Dörfer des Stammes Schala, die am Bache liegende Häusergruppe heißt Hassanaj; hier führt auch eine primitive hölzerne Brücke über den Bach, welcher hier zumeist Ljumi Schals — der Fluß von Schala — genannt wird. Blickt man bachabwärts, so sieht man zwei niedrige Hügel von beiden Seiten so nahe an den Bach herantreten, daß derselbe zwischen ihnen wie durch eine Pforte hindurchfließt und man den Eindruck hat, die Talebene wäre einmal hier durch diese Hügel geschlossen gewesen und die Bresche später durch den Bach gebrochen worden. Noch weiter abwärts wird das Flußtal wieder ganz eng; der Fluß ist ganz bedeutend und kann höchstens im Hochsommer durchwatet werden. Die meist zum Übergange gewählte Furt befindet sich am Fuße des am rechten Ufer liegenden Hügels Kodra Schliut, am linken Ufer liegt hier das Dorf Beraschta. Als ich die Furt Mitte Juni passierte, war noch ein so hoher Wasserstand, daß das Wasser bis an die Achseln reichte; die wackeren Bauern befördern die fremden Reisenden derart über den Fluß, daß sie dieselben sich rittlings auf die Schultern setzen; trotz Strömung und trotz des Gewichtes bringen sie ihre Last sicher hinüber; das Gepäck muß ebenso auf den Köpfen der mit der Furt vertrauten Leute hinübergetragen werden, die Reit- und Tragtiere schwimmen hinüber. Weiter abwärts führt wohl ein Steg über den Fluß, die Ura Pejs, derselbe ist jedoch bloß für die einheimischen Fußgänger passierbar.

Der mittlere Teil des Lesnitschiatales ist von den Stämmen Schala und Schoschi bewohnt und das ganze Tal kann daher wohl auch das Schala-Schoschital genannt werden. Diese beiden Stämme sind sehr bedeutend durch die Zahl ihrer Stammesangehörigen und sie genießen durch den Mut ihrer Leute ein großes Ansehen; leider ist in beiden Stämmen die natürliche Wildheit und Zügellosigkeit der Gebirgsbewohner ganz in ihrem ursprünglichen Zustande geblieben; die Religion übt zwar einen mildernden und abwehrenden Einfluß auf die Leidenschaften und bösen Instinkte der Leute aus, sie reicht aber ohne den unterstützenden Arm der weltlichen Macht mit ihren bloß geistlichen Strafen und Drohungen nicht hin, diese wilden Naturkinder von allen bösen Handlungen abzuhalten. Es herrscht hier insbesondere die Blutrache in ihrer größten Strenge, die Rachsucht ist in den Gemütern der Leute von Schala und Schoschi so tief eingewurzelt, daß nie auf die Blutrache verzichtet wird. Besonders die Schaljaner sind von trotzigem Stolz und Hochmut erfüllt, der zur Präpotenz wird und sich gegen Schwächere in grausamer Willkür äußert; es ist eine Folge dieses Übermutes und Trotzes, daß Schala und Schoschi in einer ewigen Fehde mit den beiden Stämmen Nikaj und Merturi des östlichen Nachbartales stehen; diese Fehde wird derart heftig geführt, daß, wo Angehörige der beiden ersteren Stämme mit Leuten der beiden letzteren Stämme zusammentreffen, aufeinander gefeuert und getrachtet wird, sich gegenseitig zu töten, auch wenn keine Blut-



rache oder persönliche Feindschaft vorliegt. Der Gottesfrieden — Bessa —, welchen andere albanische Stämme auf bestimmte Zeiten untereinander vereinbaren, wird zwischen diesen beiden Nachbartälern nie geschlossen, er ist bloß für die beiden Hauptwege, nämlich den Weg von Schala nach Nikaj über die Ndermajna und den Weg von Schoschi nach Merturi über die Tschafa Straschitscha sowie für die Hirten in Kraft, d. h. auf beiden Wegen darf kein Passant getötet werden und die beiderseitigen Hirten, welche mit ihren Herden in den Bergen herumziehen, dürfen ebenfalls nicht angegriffen werden; nimmt die Fehde an Heftigkeit zu, so werden auch diese Begünstigungen aufgehoben. Infolge dieser Zustände verlassen die Männer möglichst wenig ihre festen Steinhäuser und wer irgendeine Wanderung zu unternehmen hat, geht nie allein, sondern immer in Begleitung mehrerer wehrhafter Männer.

Die Stämme Schala und Schoschi sind nicht räuberisch; dagegen kommen Entführungen von Mädchen und Frauen häufig vor und sind bei den meisten Blutrachefällen die Veranlassung.

Es kommen auch häufige Fälle vor, daß verheiratete Männer eine zweite Frau in ihr Haus nehmen und mit ihr im Konkubinat leben, es geschieht meistens aus dem Grunde, weil der Betreffende von seiner Frau keine männlichen Kinder hat, was in Albanien allgemein als große Kalamität angesehen wird.

Der Stamm Schala zählt 4350 Seelen und bildet zwei Bajrak (Banner), das eigentliche Schala am linken Ufer des Baches und Gimaj am rechten Ufer. Die Schaljaner beanspruchen für sich unter allen Stämmen der drei Täler, welche das Bistum Pulati ausmachen, dem Kiri-, Lesnitschia- und Nikaj-Merturitale, den ersten Rang; der Stamm muß auch in früheren Zeiten sehr groß gewesen sein, so daß eine Auswanderung aus dem überfüllten Heimatstale in die Ebenen in Ostalbanien erfolgte. In der Stadt Ipek zählen sich mehrere Geschlechter zu diesem Stamme und in der Umgebung von Ipek leben viele hunderte Familien der Schala; so gehören die Insassen des Dorfes Isnitsch nächst dem alten serbischen Kloster Detschan zu diesem Stamme; alle diese ausgewanderten Familien sind in ihrer neuen Heimat mohammedanisch geworden.

Die Schaljaner im Heimatstale sind alle katholisch und haben derzeit im Dorfe Abati ihre Pfarrkirche; obzwar sie keine Beleidigung ihrer Religion durch die Mohammedaner dulden und sogar ihr Leben riskieren, um eine solche zu rächen, so sind sie, was die Ausübung der Religion anbelangt, recht laue Katholiken.

Etwas unterhalb des Dorfes Abati am Ufer des Baches sollen sich die Reste eines ehemaligen Klosters befinden, welches eine Benediktinerabtei gewesen ist und dem Dorfe den heutigen Namen Abati — von Abbazia — gegeben hat. Abati gegenüber liegt auf dem Abhange der Biga im Dorfe Dakaj die Ruine einer alten Burg, die mit dem allgemeinen Namen Tschütet bezeichnet wird; natürlich graben die abergläubischen Bauern hier nach Schätzen, welche die früheren Herren der Burg hier zurückgelassen haben sollen. Ein und die andere römische Bronzemünze, die in Schala gefunden



wurde, würde darauf deuten, daß die Bewohner dieses Tales auch mit den Römern in Berührung getreten sind; vielleicht geschah dies in der römischen Niederlassung, welche sich auf der Stätte des heutigen Städtchens Plava im Limtale befunden haben dürfte.

Der Stamm Schoschi ist 1600 Seelen stark und ebenfalls ganz katholisch. Die Pfarrkirche befindet sich auf dem rechten Ufer der Lesnitschia und liegt auf einem Hügelrücken, der im Norden und Süden von den tief eingeschnittenen Rinnsalen zweier Zuflüsse der Lesnitschia umgeben ist; der nördliche heißt Stubja.

Die Stämme Schala und Schoschi nennen sich selbst auch Dukadschin und behaupten, vom Südufer des Drinflusses, welches noch jetzt den Landschaftsnamen Dukadschin führt, in ihre heutigen Wohnstätten eingewandert zu sein. Diese Überlieferung findet eine Bestätigung darin, daß die Einwohner des im heutigen Territorium Schalas gelegenen Dorfes Bobi keine Schaljaner sind und nach ihrer Behauptung sich bereits hier befanden, als die Schaljaner kamen; sie sind demnach die Reste der Urbevölkerung des Tales, welche von den einwandernden Dukadschin verdrängt wurde. Es scheint, daß in ganz Albanien viele Wanderungen der Stämme stattgefunden haben; leider ist es sehr schwer, die Zeit der Wanderung zu konstatieren sowie auch bei manchen Stämmen festzustellen, woher, aus welchem Teile des Landes sie zugewandert sind.

Der untere Teil des Lesnitschiatales ist eine enge, ungangbare Schlucht; kein Weg führt längs des Flusses und hoch und steil fallen die Abhänge zu seinen Ufern ab. Am rechten Ufer haust der Stamm Temali, am linken Ufer Toplana, beides kleine, wenig zahlreiche Stämme. Der Weg, der vom rechten auf das linke Ufer führt, ist nur für Fußgänger benutzbar und der Ab- und Aufstieg zum und vom Flusse ein äußerst mühsamer, indem es gilt, die steilen Abhänge durch eine angestrengte Kletterarbeit zu bezwingen. Wegen der Unwegsamkeit ihres Gebietes findet man in beiden Stämmen weder Reit- noch Tragtiere, nicht einmal Maultiere; alle Lasten zwischen hier und dem Markte in Skutari werden von den Männern und Frauen auf dem Rücken transportiert. In Toplana gibt es viel Buchsbaum und auch diese manchmal recht schweren Stämme werden von den armen Bewohnern die beinahe zwei Tage weite Strecke auf dem Rücken getragen.

Der Name Temali erinnert an Dimallum, welches von den alten Geographen als eine der Städte Illyrikums genannt wird. Die Pfarrkirche des Stammes Temali liegt in der Fraktion Duschman; dieser Name klingt nicht albanisch, er ist vielleicht serbischen Ursprunges und kann auf einen Träger zurückgeführt werden, welcher zu jenen Familien gehörte, die zur Zeit des serbischen Königreiches der Nemanjitsch nach Albanien als Beamte der Landesfürsten kamen und nach Verfall des serbischen Reiches sich zu kleinen lokalen Herren in Albanien machten. Tatsächlich kommt im Anfange des 15. Jahrhunderts in den Urkunden ein Damian, Sohn des Duschman, vor, der Herr von Pulati genannt wird und ein Nachbar von Drivastum war.[1])

[1]) Gelcich, La Zedda e la dinastia dei Balšidi, p. 230.



Der Stamm Temali begreift die Dörfer Vila, wo der Bajrakdar wohnt, Arra, Duschman, Klodschen, Kajvali und Fuska und zählt 1400 Seelen, nach der administrativen Einteilung gehört Temali zusammen mit dem benachbarten Schlaku zu der Landschaft Postripa.

Toplana ist noch kleiner, es zählt bloß 650 Seelen und hat zwei Dörfer, Toplana und Zerma; in seinem Gebiete befinden sich mehrere Kirchenruinen.

g) Das Nikaj-Merturital

Das Nikaj-Merturital ist das östliche Nachbartal des Lesnitschiatales, es ist jedoch bedeutend kürzer, gegen acht Stunden lang und reicht nicht so weit nach Norden wie das erstere, es hat nämlich seinen Ursprung nicht in der Hauptkette der nordalbanischen Alpen. Dort grenzt das Schala-Schoschital direkt an das Quellgebiet des Valbonatales und erst etwas südlicher schiebt sich zwischen jene beiden Täler das Nikaj-Merturital hinein. In seinem obersten Teile ist das Tal gegabelt, westlich ist das Tal von Tzuraj, östlich das Tal von Kutschi, auf dem Bergrücken, der diese beiden Täler trennt, liegen die Weiden und Sennhütten des Dorfes Duschaj des Stammes Krasnitsch; diese Weiden gehörten früher dem Dorfe Tzuraj, in dessen Nähe sie sich auch befinden, vor beiläufig 30 Jahren haben aber die Krasnitsch, die viel stärker sind und sich der Konnivenz des Bajrakdars von Nikaj, zu dessen Stamm Tzuraj übrigens gehört, erfreuten, diese Weiden einfach usurpiert.

Das Tzurajtal ist ein richtiges Alpental von einem ruhigen, idyllischen Reize, es hat einen klaren, munteren Bach, an dessen Ufern die wenigen Maisfelder des Dorfes liegen, die Abhänge der Berge tragen grüne Weiden und einigen Wald.

Das Tzurajtal dürfte von seinem Ursprunge bis zu seiner Vereinigung mit dem Kutschitale gegen vier Stunden lang sein, sein Ursprung liegt am Fuße des Passes Tschafa Boschit, über welchen man auf die Alpe Dnela und nach Șeși in das Schalatal gelangt. An die Tschafa Boschit schließt sich im Westen die Kakinja an, die ein bedeutender Berg von großer Ausdehnung und ansehnlicher Höhe ist; sie ist ein bevorzugter Aufenthalt von Gemsen. Von der Kakinja ziehen die Berge Grada und Schtarza zur Ndermajna hin. Die westliche Talwand des Tzurajtales bilden die Berge Schpata und Piku; der letztere ist die Alpe des Dorfes Tzuraj, von den dortigen Sennhütten genießt man einen schönen Ausblick. Zu Füßen hat man den Vereinigungspunkt der beiden Täler von Tzuraj und Kutschi, nach Norden dringt der Blick in das Innere des Tzurajtales und darüber hinaus auf die Tschafa Boschit und die Kuppe der Kakinja, nach Osten hemmt eine lange Bergkette, welche dieses Tal vom Valbonatale des Stammes Krasnitsch scheidet, die Aussicht in eine weitere Ferne.

Das zweite Quelltal des Merturibaches — so wird nämlich der Wasserlauf des Nikaj-Merturitales in seinem Oberlaufe genannt — ist das Kutschital, das diesen Namen von dem Dorfe Kutschi erhält; es ist weniger lang und viel enger als das Tzurajtal und beginnt an dem Übergange Tschafa



Fratit; oberhalb des Dorfes Kutschi liegt noch das Dorf Tschiretschi in diesem Tale; beide Dörfer gehören zum Stamme Merturi.

Eine vierstündige Wanderung in westlicher Richtung über den bewaldeten Kamm des Piku hinüber und den jenseitigen Abhang hinab führt in das Tal des Ljumibarz — Weißbaches, welcher am Fuße der Schtartza entspringt; von der Ndermajna kommt der Ljumizi — Schwarzbach herunter, beide Bäche vereinigen sich und fließen dem Hauptbache des Tales, welcher hier den Namen Bach von Nikaj führt, zu. An den Ufern des Ljumibarz liegt die Alpe Vrana, welche der Sippe des Bajrakdars von Nikaj gehört; das Tal von Ljumibarz ist eine romantische Schlucht, über welcher die Gipfel Schtartza, Grada, Schpata und im Hintergrunde die Kakinja aufragen, von den Abhängen der Schtartza kommen große Bergstürze herab, deren Felsblöcke schon ein gutes Stück der Talschlucht bedecken. Von größerem Reize ist das Tal des Ljumizi, es zieht sich hoch zur Ndermajna hinauf, deren Abhänge nach dieser Seite von einem dichten Walde mächtiger Buchen bedeckt sind.

Bei der Einmündung des Ljumizi in den von Tzuraj kommenden Bach, der hier als Ljumi Nikajt, der Nikajbach, bezeichnet wird, ist das Nikajtal bereits weit geöffnet mit flachen Abhängen; hier liegt die Kirche und das Pfarrhaus von Nikaj, ringsherum auf den Abhängen verstreut sind die Fraktionen des Stammes; der Nikajbach fließt in einem tiefgelegenen Bette am Fuße der Terrasse, auf welcher wir uns befinden, und in beiläufig zwei Stunden gelangt man zu seiner Einmündung in den Drin; auf dem Wege dahin passiert man eine im Walde liegende Kirchenruine, Kischa Vargut.

Die linke Talwand bildet eine Bergkette, welche viel weniger hoch ist als die Ndermajna auf der rechten Talseite und welche das Nikaj-Merturital von dem Valbonatale scheidet. Gerade gegenüber der Pfarrkirche von Nikaj ist die Tschafa Kolschit, der Paß, auf welchem diese Bergkette überschritten wird und über welchen der vielbegangene Weg aus unserem Tale nach Djakova führt; die Bergkette endet in einer imposanten hohen Bergkuppe Mkora, deren Südseite zum Drin abfällt.

Dieses Tal wird von den beiden Stämmen Nikaj und Merturi bewohnt, derart, daß die Nikaj am rechten Ufer und die Merturi am linken Ufer des Talbaches ihre Dörfer haben; die Merturi dehnen sich bei der Mündung des Baches in den Drin auch auf dessen rechtes Ufer aus und haben den Drin auf- und abwärts am rechten und teilweise am linken Drinufer ein größeres Territorium.

Die Nikaj sind ein prägnantes und typisches Beispiel für die Organisation der albanischen Gebirgsstämme, wie dieselbe sich aus der Entstehung und Entwicklung der Stämme ergibt. Der Stamm teilt sich in drei Unterabteilungen, welche man vlaznija — Bruderschaft — nennt, da sie sich auf mehrere Brüder zurückführen, die Kolbibaj, Lekbibaj und Tzuraj; die Stammväter waren Kol Biba, Lek Biba und Tzur Biba; das diesen Eigennamen angehängte —aj hat im albanischen dieselbe Bedeutung wie das serbische —ović, es drückt nämlich die Nachkommenschaft von dem Träger des betreffenden Namens aus. Die Vlaznija der Tzuraj wohnt im oberen Teile des



Tales, jene der Kolbibaj im mittleren Teile am Ljumizi und jene der Lekbibaj im unteren Teile. Jede Vlaznija teilt sich wieder in Unterabteilungen, die Schpija — Haus — heißen, aber mehrere Hauskommunionen umfassen und, da sie örtlich zusammenwohnen, kleine Dörfer oder Fraktionen bilden. So enthalten die Kolbibaj die Fraktionen Palkolaj oder Peraj, Mserr und Dschopepaj; die unter den Kolbibaj wohnende Fraktion Kapiti ist nicht vom Stamme Nikaj, sondern von einer unbekannten Herkunft, ein Rest der Urbevölkerung des Tales; die Lekbibaj haben bloß zwei Fraktionen, Lekbibaj mit 30 Familien oder Feuerstellen und Nikprenaj mit 40 Familien. Die Formation der Dörfer oder Dorffraktionen innerhalb der albanischen Gebirgsstämme lehnt sich also getreu an die Unterteilung und Entwicklung des Stammes an.

Die Nikaj behaupten, Brüder des Stammes Krasnitsch im Valbonatale zu sein, und beide Stämme behandeln sich als solche; da die Nikaj ganz katholisch sind und die Krasnitsch seit zirka 200 Jahren Mohammedaner sind, so hat dieser konfessionelle Unterschied insoferne einen Mißton in das brüderliche Verhältnis gebracht, als die Krasnitsch es den Nikaj verübeln, daß sie ihnen nicht im Glaubenswechsel gefolgt sind; die Nikaj zählen 2200 Seelen.

Der Stamm Merturi bewohnt, wie schon erwähnt, die linke Seite des Tales, er erstreckt sich ferner von der Mündung des Talbaches in den Drinfluß, an dessen Ufern aufwärts bis zur Einmündung der Valbona in den Drin und abwärts bis zu dem Gebiete der Stämme Schoschi und Toplana: hier gehen die Merturi auch auf das linke Drinufer über, jedoch ist dieser letztere Teil mit dem übrigen Stamme nicht vereint geblieben, sondern hat sich dem dortigen Stamme Șatschi angeschlossen. Im Tale des Nikajbaches liegen die Merturidörfer Betoscha und Sch' Djerdj (St. Georg), in welchem der Bajrakdar von Merturi sich befindet; zwischen dem Unterlaufe des Nikajbaches und der Valbona sind die Dörfer Blakaj, Tetaj und Raja, in welch letzterem sich die Pfarrkirche befindet. Raja liegt an der Mündung der Valbona in den Drin, es ist vom übrigen Stamme durch die Mkora getrennt und ringsherum vom Stamme Krasnitsch umgeben. Beiläufig eine halbe Stunde flußabwärts von Raja ist eine Burgruine, welche als Kalaja Lek Dukadschinit bezeichnet und somit auch diesem nationalen Helden und Fürsten Lek Dukadschin zugeschrieben wird; bei der Ruine ist eine verfallene Kirche, Kischa Antschitit; es soll hier früher eine Ortschaft gewesen sein, aber Bergstürze machten es den Bewohnern unmöglich, an dieser Stätte zu bleiben. Von der Einmündung des Nikajbaches den Drin abwärts liegen die Merturidörfer Kotetzi, Paltschi, Saltza mit einer alten Kirche und Brisa; alle diese Dörfer liegen auf einer Terrasse, welche sich hoch und steil über dem Drin erhebt; die Terrasse ist ziemlich breit und hat genügenden und fruchtbaren Ackerboden, die Bewohner dieser Dörfer sind also für die Verhältnisse dieses Gebirges wohlhabend.

Die Merturi sind eigentlich vom Stamme Berisch; derselbe existiert unter diesem Namen noch als ein kleiner Stamm am linken Drinufer, von ihm haben in vergangenen Zeiten die Merturi sich abgetrennt und ihren

heutigen Namen angenommen. Zahlreiche Familien aus diesem Stamme haben ihr Territorium verlassen und sind in die Umgebung der Stadt Djakova ausgewandert; in dieser Stadt selbst gehören sehr viele, darunter auch reiche und angesehene Familien, zum Stamme Merturi; der größere Teil dieser Auswanderer hat sich zum Islam bekehrt, während der Stamm Merturi in seiner Heimat ganz katholisch ist; er zählt 2000 Seelen.

Von den Nikaj und Merturi gilt ebenfalls das über Schala und Schoschi Gesagte; sie sind gewohnt, ihren Leidenschaften freien Lauf zu gewähren, die vorzüglichsten Leidenschaften der albanischen Hochländer sind aber Rachsucht, ein unbändiger Hochmut und Stolz; Sinnlichkeit zählt nicht zu den Lastern dieser Bevölkerung, die Entführungen von Frauen und Mädchen und die Konkubinate, welche vorkommen, sind gewöhnlich auf andere Motive als Sinnlichkeit zurückzuführen. Es wütet also auch unter den Nikaj und Merturi die Blutrache in ihrer schärfsten Unerbittlichkeit, dazu kommt noch der ewige Kriegszustand mit den benachbarten Schala und Schoschi und diese Umstände führen jährlich eine bedeutende Anzahl von Totschlagsfällen herbei. Unter den Nikaj und Merturi finden sich auch verwegene Gesellen vor, die gerne in die reiche Ebene von Djakova streifen und von dort Vieh in ihr armes Tal heimbringen, das sie gerade nicht am Markte um Geld erworben haben.

Die Nikaj und Merturi gehören der politischen Einteilung nach zu dem Bezirke Djakova und mithin zu der Provinz Üsküb; sie stehen zusammen mit den Krasnitsch unter einem Woiwoden, welcher der aus Krasnitsch stammenden Familie Tzuri in Djakova entnommen wird und in der Stadt wohnt; er ist der Mittelsmann zwischen den türkischen Behörden und diesen autonomen Stämmen; er übt seine Funktionen auf die Weise aus, daß er, sobald er eine Verfügung der Behörden durchzuführen hat, entweder die Stammeschefs nach Djakova beruft oder sich selbst zu den Stämmen in das Gebirge begibt, um darüber zu verhandeln und in Güte die Wünsche der Behörden zur Geltung zu bringen. Seine Autorität ist demnach keine sehr große, weit entfernt, absolut zu sein, kann sie nur mit Zustimmung der Administrierten sich geltend machen.

h) Das Valbonatal

Das Valbonatal reicht bis an die Hauptkette der nordalbanischen Alpen, es ist anstoßend an das obere Tal der Lesnitschia, man gelangt aus diesem von Şeşi aus über die Tschafa Balbons in das Quelltal der Valbona. Der obere Teil des Valbonatales umkreist daher das Tzurajtal und ist demnach auf den drei Seiten von Tzuraj und Şeşi und auch noch von Vunsaj begrenzt; er enthält nur Sommerweiden, die daselbst gelegenen Alpen Rogame und Balbona gehören den Bauern von Ober-Schala, die übrigen Alpen gehören den Krasnitsch.

Das Valbonatal ist ein breites, fruchtbares Tal, welches viel anbaufähige Grundstücke enthält; eine niedrige Terrainwelle trennt im Tale die



Valbona von der weiter östlich fließenden Tropoja, die sich schließlich mit dem ersteren Bache vereinigt.

Das Tal ist von den beiden Stämmen Krasnitsch und Gaschi bewohnt, an der Einmündung der Valbona in den Drin gehört das rechte Valbonaufer dem Stamme Merturi. Die Dörfer der Krasnitsch sind in der Richtung talabwärts die folgenden: Noaj mit einer Brücke über die Valbona, Kolmeschaj, Kolgetzaj, Bujal, Markaj, Bunjaj, Fangu, Mulosmanaj, Grija, Dega, Ponari, Duschaj, Demuschaj, Gegusen. In Gaschi sind die Dörfer Hassanaj, Ahmetaj und mehrere andere. Die Krasnitsch zählen angeblich 3000 und die Gaschi 4000 Angehörige; beide Stämme sind jetzt ganz mohammedanisch; bis vor 200 Jahren waren sie Katholiken und noch heutzutage existieren zahlreiche Kirchenruinen im Gebiete der Krasnitsch.

In den Chroniken des Franziskanerordens[1]) wird erzählt, daß im Jahre 1637 Franziskanermönche sich in Gaschi festsetzten und die Seelsorge unter der Bevölkerung besorgten.

Der Name der Örtlichkeit, wo diese Missionsstation gegründet wurde, wird nicht genannt, es wird bloß angegeben, sie sei auf einem Hügel gelegen gewesen, auf dem die Ruine einer Feste mit den Überresten zweier Kirchen — eine dem heil. Gregor, die andere der heil. Katharina geweiht — lag. Die Franziskaner gründeten in dem benachbarten Stamme Bitütsch eine zweite Station. Aber schon im Jahre 1640 ging die Missionsstation in Gaschi ein, da Räuber sie überfielen und plünderten, wobei die Franziskaner getötet wurden. Im Jahre 1690 suchten die tapferen Franziskaner wieder Gaschi auf und errichteten an einem anderen Orte ihr Pfarrhaus; bereits im Jahre 1693 verließen sie aber Gaschi, da der Pascha von Ipek eine Strafexpedition gegen diesen Stamm unternahm, in deren Verlauf alle Häuser niedergebrannt und ein großer Teil der Gaschi mit Gewalt in die Ebene des Kosovopolje gebracht und dort angesiedelt wurde. Dieses Ereignis erklärt das vom Generalkonsul von Hahn konstatierte Vorhandensein der zahlreichen albanischen Familien aus dem Stamme Gaschi im Kreise von Leskovatz.[2])

Die Franziskaner zogen sich darauf nach Bunjaj in Krasnitsch zurück, mußten aber auch diesen Ort bald verlassen, da die dortigen Insassen zum Islam übertraten. Ein Teil der Insassen der Dörfer Bunjaj, Kolgetzaj und Kolmeschaj war katholisch geblieben und erhielt den geistlichen Beistand vom Missionär von Toplana, bis im Jahre 1703 wieder eine Pfarre in Krasnitsch selbst im Dorfe Grija errichtet wurde. Bereits im Jahre 1708 wurde aber das Pfarrhaus von den Mohammedanern zerstört und der Pfarrer, ein Tiroler, P. Hilarion, erhielt eine Bastonade von 30 Hieben auf die Fußsohlen.

Im Jahre 1710 wurde in Grija das Pfarrhaus von neuem aufgebaut, jedoch nach einigen Jahren — das genaue Datum ist nicht bekannt — mußten

[1]) P. Fabianich, Storia dei frati minori in Dalmatia e Bossina, Zara 1863, vol. II, p. 355 ff.

[2]) J. G. v. Hahn, Reise von Belgrad nach Salonik, p. 126.

(Gedr. 17. III. 1908.)



die Franziskaner definitiv Krasnitsch räumen, da sämtliche Stammesleute den Islam angenommen hatten.

Die Krasnitsch und Gaschi nehmen lebhaften Anteil an den Parteikämpfen und Rivalitäten der Notabeln von Djakova, welche untereinander in fortwährendem Kampfe um die Hegemonie liegen. Die Krasnitsch unterstützen die Familie Tzur, in welcher auch die Würde eines Woiwoden von Krasnitsch, Merturi und Nikaj erblich ist: die Gaschi stehen auf der Seite der Familie der erblichen Bey, der ehemaligen Feudalherren von Djakova. Beide Parteiführer halten ständig eine Anzahl von Leuten dieser Stämme als Bravi in ihrem Solde; führt der latente Gegensatz aus irgendeinem Anlasse zu offenem Kampfe, so strömen größere Aufgebote beider Stämme aus den Bergen nach Djakova, wo es dann zu langen Scharmützeln kommt, bei denen allerdings die Zahl der gewechselten Schüsse mit der gewöhnlich geringen Zahl von Toten und Verwundeten in keinem Verhältnis steht.

Die Gegend östlich vom Valbonatale bis zu dem Saumwege Djakova—Vau Spassit ist bisher so ziemlich terra incognita. Es ist mir bekannt, daß in den letzten Jahren das Valbonatal von Herrn Ingenieur Karl Steinmetz besucht worden ist; ich selbst habe den Weg von Djakova nach Süden zur Vezirbrücke an den Drin zurückgelegt, über die zwischen diesen beiden Routen liegende Landschaft, in welcher auch das Gebiet des Stammes Bitütsch sich befindet, haben wir aber gar keine verläßlichen Angaben: es ist auch auf unseren besten Karten, wie der des Wiener militärgeographischen Institutes, ein ziemlich leerer Raum.

III. KAPITEL

DAS DRIN- ODER DUKADSCHINGEBIRGE

Das zweite große Gebirgssystem des nordwestlichen Albaniens sind die Gebirge zwischen dem Drin- und dem Matflusse. Man kann auch in diesem Gebirgssystem einen Hauptzug unterscheiden, welcher in einer allerdings vielfach gewundenen und gebogenen Linie das Südufer des vereinigten Drins begleitet; der Kamm dieses Hauptzuges steigt ziemlich nahe des Drinufers auf, so daß der dem Flusse zugewendete Nordabfall dieser Gebirge ein steiler ist und nur kurze, schluchtartige Täler enthält, nach Süden hingegen gehen vom Hauptzuge mehrere sehr lange Täler sowie Bergzüge ab, welche am Ufer des Matflusses enden.

Auch dieses Gebirge hat keinen im Lande entstandenen Gesamtnamen; wollte man demselben einen solchen geben, so würde sich für die Hauptkette der Name Dringebirge oder Dukadschingebirge empfehlen; der erstere ist begründet, weil dieser Gebirgskamm das südliche Drinufer begleitet, für den zweiten Namen ist geltend zu machen, daß die Landschaft der Dukadschin heißt.

Die einzelnen Teile, welche sich zu dieser Hauptkette zusammenschließen, haben wohl ihre Namen, von der Küstenebene ausgehend und dem Drintale



folgend sind es die Leja, Krabi, die Berge vom Guri Merturit bis zur Kunora Darzes, dann die Berge Mnela und Runa und endlich der Paß Tschafa Kumuls mit dem Berge Kumula, welcher als Endpunkt dieser Gebirgskette angesehen werden kann.

Die Leja ist ein Bergzug, welcher zwischen dem Drin und dem Gomsitsch, welcher in den Drin mündet, eingeschlossen ist; der Nordabhang ist dem Drin zugewendet, er ist sehr steil, so daß die Ansiedlungen am Flußufer erbaut sind.

In der Nähe des Dorfes Vjerza ist ein felsiger Hügel, welcher auf drei Seiten vom Drin umflossen ist und die Ruinen einer Stadt trägt; diese Stätte heißt heutzutage Schurzá und die Ruinen stammen daher wohl von der mittelalterlichen Stadt Sarda, welche kirchliche Quellen als einen der Bischofssitze in Albanien nennen.[1]) Die in den Jahren 1372—1444 mehrfach in Urkunden über Albanien genannte Familie Zakaria,[2]) welche in dieser Gegend einen kleinen Territorialbesitz innehatte, dürfte ihren Sitz in dieser Feste gehabt haben, denn sie war Grenznachbar mit den Venezianern, die Skutari hielten, den Dukadschin, welchen das linke Drinufer gehörte, und dem an früherer Stelle erwähnten Damian, Sohn des Duschman, der als Herr von Pulati das rechte Drinufer beherrschte. Da das Bistum von Sarda im Jahre 1491 aufhörte, eine selbständige Diözese zu sein, kann angenommen werden, daß die Zerstörung der Stadt in jene Zeit fällt.

Die Abhänge der Leja sind so unwegsam, daß hier kein Weg tiefer in das Drintal hineinführt, und doch liegt hier in demselben eine interessante Stätte nächst dem Pfarrdorfe Komani. Über dem Dorfe erhebt sich eine Burgruine namens Kalaja Dalmatsches, d. h. die Feste Dalmatscha oder Dalmatza; schon diese Benennung ist interessant ob ihres Gleichklanges mit dem Landesnamen Dalmatia. An den Abhängen des Festungsberges breitet sich ein ausgedehntes Gräberfeld aus, das eine bedeutende Anzahl von prähistorischen Gräbern enthält; mehrere dieser Gräber sind im Jahre 1898 von dem damaligen französischen Konsul in Skutari A. Degrand geöffnet worden,[3]) weiter hat Dr. Paul Träger aus Zehlendorf-Berlin in den Jahren 1899 und 1900 das Gräberfeld intensiv erforscht und darüber in den Verhandlungen der Berliner anthropologischen Gesellschaft berichtet (Sitzung vom 16. Dezember 1899 und vom 15. Dezember 1900).[4]) Der französische Gelehrte Salomon Reinach beurteilt die Funde aus den Gräbern dahin, daß sie der Zeit 300—500 nach Christo zuzuschreiben seien. Alle weiteren Fragen, die das Vorhandensein einer solchen Nekropole aufwirft, sind bisher unbeantwortet; man kann aber wohl als sicher annehmen, daß die Menschen, welche in dieser Nekropole ihre letzte Ruhestätte fanden, die Vorfahren jener

[1]) Über die Ruinen von Schurzá vide Ippen, Alte Kirchen und Kirchenruinen in Albanien in den Wissenschaftlichen Mitteilungen aus Bosnien und der Herzegowina, VIII. Bd., 1901, p. 135.

[2]) Cf. Gelcich, La Zedda e la dinastia dei Balšidi, p. 210.

[3]) Siehe hierüber L'Anthropologie, Tome XII, 1901, Nr. 5—6, p. 662: Salomon Reinach, Une nécropole en Albanie.

[4]) Siehe ferner Ippen, Prähistorische Funde aus Albanien im Glasnik des bosn.-herzegow. Landesmuseums, XIII, 1901, p. 603 und XIV, 1902, p. 550.



sind, welche heute diese Berge und Täler bevölkern, auch sie waren also Albanier oder besser gesagt «Schküpetaren»; die Kontinuität zwischen damals und jetzt kommt in den Zieraten zu einem prägnanten Ausdrucke: die Bäuerinnen von Pulati, Schala, Schoschi, Nikaj, Merturi und auch im Dukadschin tragen an ihrem mit Metall beschlagenen Gürtel herunterhängend aus Messing gegossene Zierstücke verschiedener Form und mehrere in diesen Gräbern gefundene Zierstücke aus Bronze haben eine so ähnliche Form, daß sie jede Bäuerin heute noch unbedenklich an ihren Gürtel hängen würde. Man kann also wohl sagen, wenn der Schmuck derselbe geblieben ist, so müssen wohl auch die Träger demselben Stamme und Volke angehören. Die Namensgleichheit zwischen der Feste Dalmatscha am Drin und dem Lande Dalmatia an der Adria führt dazu, anzunehmen, daß es dasselbe Volk war, welches die beiden Namen gab, daß Illyrier und Schküpetaren ein Volk sind; übrigens kommen mehrfach geographische Namen in Montenegro, der Herzegowina, Bosnien und Dalmatien vor, welche nicht slawisch sind, aber sich auch in Albanien vorfinden, so Kurilo, der Name eines Berges im Zetatale in Montenegro; wir finden denselben Namen als Guril in Albanien, ein Berg zwischen dem Pronisad- und Riolitale und als Name einer alten Stadt Kiuril auf der Halbinsel des Cap Rodoni; die albanische Sprache hat ein Wort Kojril oder Kuril, das Kranich bedeutet.

Der Südabhang der Leja bildet die rechte Talbegleitung des Baches Gomsitsch, welcher dem Drin zufließt; von der Leja fließt dem Gomsitsch ein längerer Nebenbach zu, welcher Schkurta heißt, an dem Dorfe Duschi eper (Ober-D.) vorbeifließt und bei dem Dorfe Duschi poschter (Unter-D.) in den Gomsitsch mündet. Die linke Talbegleitung des Gomsitsch heißt im oberen Teile des Tales Terbuni, im unteren Mali barz; der Terbuni enthält gute Weiden und dient dem Dorfe Ktschira als Sommerweide; da diese Weiden auch nicht weit von der Ortschaft Puka liegen, machen die mohammedanischen Insassen von Puka den katholischen Bauern von Ktschira die Weiden streitig.

Die Dörfer auf beiden Abhängen der Leja bilden ein Bajrak, dessen Bajrakdar im Dorfe Tscherreti eper ansässig ist, weswegen das Bajrak den Namen Tscherreti trägt; es zählt 1450 Seelen, von denen 1210 katholischer und 240 mohammedanischer Religion sind; die Dörfer sind Duschi, Ktschira und Tscherreti eper im Gomsitschtale, Komani und das $1^1/_2$ Stunden davon entfernte Tscherreti poschter im Drintale, beziehungsweise am Nordabhange der Bergkette.

Vom Bergzuge Leja zur Bergkette Krabi ziehen eine Reihe von Gipfeln, welche man im Lande allgemein die Berge von Puka nennt. Puka selbst ist ein Dorf, welches das administrative Zentrum für die ganze Landschaft Dukadschin ist; es ist der Sitz des Kaimakams und hat eine ständige Garnison, für die eine Defensivkaserne erbaut ist. Puka ist eine alte Siedelungsstätte; römische Fundstücke weisen darauf hin, daß hier eine römische Ansiedlung bestanden hat; eine Kirchenruine, welche sich in Puka befindet, muß, da die Gegend seit langer Zeit mohammedanisch ist, in die vortürkische Zeit, also in das Mittelalter, zurückreichen.



Puka bildet mit seiner Umgebung einen Bajrak, der gegen 800 Seelen zählt, sämtlich Mohammedaner.

Von den Bergen von Puka geht in der Richtung nach Norden zum Drin ein kleiner Zufluß, die Gumina, deren Tal von dem Stamme Kabaschi besiedelt ist; auf der linken Talseite folgen den Bach abwärts die Dörfer Lejșia (Lejșia = Haselnuß), welches jedoch noch zu Puka gehört, Dedaj, Ukși, Buschala, auf der rechten Talseite Kabaschi, Tschelza, wo sich die Pfarrkirche des Stammes befindet, Duschneza, Mila eper und Buschati Mils; zwischen diesen beiden fließt ein Wildbach Rüschti, welcher in die Gumina mündet, beide Dörfer gehören zum Stamme Berisch; am Ende des Tales ist noch das Dorf Livruschku.

Der Stamm Kabaschi zählt zirka 2000 Angehörige, von denen mehr als die Hälfte Katholiken, der übrige Teil Mohammedaner sind. Da das Gebiet des Stammes sehr beschränkt und auch wenig geeignet ist, eine größere Bevölkerung zu ernähren, so hat seit jeher eine starke Auswanderung Platz gegriffen, welche sich zumeist nach Prisren gerichtet hat; in der Nähe jener Stadt sind mehrere Dörfer, deren Einwohner dem Stamme Kabaschi angehören, und auch in der Stadt sind zahlreiche Abkömmlinge dieses Stammes.

Der Bergzug Krabi erhebt sich oberhalb des Dorfes Tschelza, welches auf ihm seine Sommerweiden hat; der jenseitige Abfall des Krabi gehört dem Dorfe Krüesiu, den Berg entlang fließt der Proni Krüesiut (der Wildbach, etwa die Ache von Krüesiu), der schon ein Quellbach des Fandi ist.

Die Berge, welche vom Krabi nach Norden ziehen und am Drin mit dem Guri Merturit enden, sind von J. G. von Hahn, damals österreichischer Konsul, im Jahre 1863 gründlich erforscht und in seinem Buche «Reise durch die Gebiete des Drin und Vardar» (p. 70—75 und 209—222) ausführlich beschrieben worden.

Von dem Westabhange dieser Berge geht in einem tief eingeschnittenen Tale mit steilen Hängen der Sapokbach zum Drin; dieses Tal ist das Gebiet des Stammes Berisch und es begreift die Dörfer Tschafa t'Mungut, Ludritza, Livoscha am linken Ufer, Tschutscheschi, Milori, Brebula und Skvina am rechten Ufer des Sapok. Der Stamm Berisch zählt 2300 Angehörige, sämtlich Katholiken, er wird als einer der edelsten Stämme Albaniens gerühmt und genießt großes Ansehen. Die Enge des Gebietes hat seit mehreren Jahrhunderten eine jährliche Auswanderung zur Folge, welche sich zumeist in die Ebenen von Djakova wendet; die Ausgewanderten nehmen vielfach schon in der zweiten Generation den mohammedanischen Glauben an, doch gibt es auch viele, welche ihrem angestammten katholischen Glauben treu bleiben.

Die Quelle des Sapokbaches ist auf einer Hochebene gelegen, die das Gebiet des Dorfes Ibalja ausmacht; das ist ein sehr bedeutendes Dorf, in demselben wohnen mehrere mohammedanische Familien, die in älteren Zeiten manche Herrenrechte in dieser Gegend ausgeübt und seither den Titel «Aga» behalten haben.



Der dem Drinflusse zugewandte Abhang der Bergkette führt den Namen Bridscha (eine Pluralform von «breg», welche «die Hügel» bedeutet), er wird vom Stamme Ṣatschi bewohnt, der 5700 Angehörige zählt, sämtlich Katholiken, und in zwei Bajrak geteilt ist, Budschoni und Ibalja. Die meisten Dörfer von Ṣatschi liegen am Drin, das jenseitige Ufer gehört den mohammedanischen Krasnitsch und da fehlt es nie an Fehden zwischen den beiden Stämmen.

Über den in der Bergkette liegenden Paß Tschafa Malit kommt der Saumweg von Skutari nach Djakova: er läuft durch das Goskatal zum Drin, den er bei dem Dorfe Spassi erreicht; im Goskatale liegen die Dörfer Fleti, Zaṣi, Sakati, Gnescht, Krüz, Vieschi, Pista, Spassi, deren Einwohner mit Ausnahme von zehn katholischen Häusern in Fleti sämtlich Mohammedaner sind. Der Dorfname Spassi deutet auf die Zeit, als diese Gegend unter der Herrschaft der serbischen Könige aus der Familie Nemanjas stand; das Dorf wird viel genannt, weil hier eine Fähre über den Drin seit jeher bestand, welche Vau Spassit, die Furt von Spassi, genannt wird; wie es ein Frankfurt und Straßfurt gibt, könnte man Vau Spassit mit Spaßfurt deutsch wiedergeben. Auf dem jenseitigen, rechten Ufer des Drin erhebt sich im Mündungswinkel eines Nebenbaches eine Ruine, die Kalaja Lek Dukadschinit genannt wird und daran erinnert, daß dieses Gebiet einst von Lek Dukadschin beherrscht wurde.

Die geographische Beschreibung des Gebirgssystemes südlich des Drin hat bisher der großen Bedeutung, welche dem in dieser Gegend gelegenen Berge Mnela zukommt, zu wenig Rechnung getragen. Seine Höhe ist bisher nicht gemessen worden, beträgt aber gewiß 2000 *m*, er ist ein mächtiger Bergstock, der ein ganz bedeutendes Territorium ausfüllt; seine Abhänge reichen weit nach Mirdita hinein und scheiden die Täler der beiden Fandi, er entsendet aber auch einen Bach, die Siritscha, zum Drin.

An den Mnela schließt sich der Berg Runa, auf dessen Gipfel in Befolgung einer alten Sitte sich am 2. Juli jeden Jahres der Stamm Malisi zu einem frohen Feste zusammenfindet, wobei fleißig Freudenschüsse abgefeuert werden.

Auf diesen Berg folgt der hohe Paßübergang Tschafa Kumuls, über welchen der Weg aus Mirdita, und zwar aus dem Tale des Fani Fandit zu der den Drin überbrückenden Vesirbrücke und weiter nach Prisren führt; die Entfernung von der Paßhöhe zur Vesirbrücke beträgt vier Stunden.

Die Tschafa Kumuls ist das östliche Ende des Gebirgszuges, dem ich den Namen Drin- oder Dukadschingebirge gebe.

Das früher erwähnte Siritschatal, welches vom Berge Mnela zum Drin zieht, sowie die dem Drin zugewendeten Abhänge der Berge Runa und Tschafa Kumuls bilden das Gebiet des Stammes Malisi, welcher gegen 3000 Seelen, sämtlich Mohammedaner, zählt. Da auch die neueste Karte des Wiener militärgeographischen Institutes die Namen der Dörfer dieses Stammes in unrichtiger Form wiedergibt, zähle ich dieselben hier auf; es sind Schemrii (d. i. Sch' Mrii = Sancta Maria), Petkai, Brattai, Schtanz (in der Karte Schtane), Dukadschin, Schike (in der Karte Sitscha), in welchem



der Bajrakdar von Malisi wohnt, Krümaz̧ (in der Karte Kremaz̧), Barbtschort (in der Karte Parmtschi oder Parimtschor), welches nur mehr eine Stunde von der Vesirbrücke entfernt ist.

Die jetzt mohammedanische Bevölkerung von Malisi ist noch im Anfange des 18. Jahrhunderts ganz katholisch gewesen. Das im Jahre 1703 abgehaltene erste albanische Konzil nahm unter anderem eine Abgrenzung der Diözese Alessio, welche bis in diese Gegend reichte, vor und in der Beschreibung der Grenzen werden eine Reihe von Kirchen im Gebiete von Malisi aufgezählt, von welchen viele noch heute als Ruinen existieren; auf die frühere Konfession dieser Gegend deutet auch der Dorfname Sch' Mrii, St. Maria, es wird erzählt, daß der mohammedanische Geistliche dieses Dorfes, der Chodscha, noch jetzt die Paramente und das Meßbuch der ehemaligen katholischen Kirche aufbewahrt.

Das Gebiet, welches der Hauptkamm des Dringebirges und die dem Drinflusse zugewandten Abhänge des Gebirges ausmachen, führt im Lande den Namen Dukadschin oder die sieben Bajrak von Dukadschin. Dieser Name rührt von der dem Mittelalter angehörenden albanischen Dynastenfamilie Dukadschin; wohl habe ich im Lande selbst nie von einem Grabsteine, einer Gründungsinschrift einer Kirche oder ähnlichen Denkmälern gehört, durch welche die Kenntnis einzelner Glieder dieser Familie uns vermittelt werden würde; das einzige Erinnerungszeichen war ein jetzt nicht mehr vorhandenes Altarkreuz in der Kirche von Oroschi in Mirdita, das später besprochen werden soll. Was wir über die Familie Dukadschin wissen, sind in der Hauptsache die Resultate der Forschungen, welche Dr. Karl Hopf in italienischen Archiven betrieben hat und die in seinem Buche «Chroniques gréco-romaines inédites ou peu connues publiées avec notes et tables généalogiques», Berlin 1873, zu finden sind.

Ich habe nun die Titel der einzelnen von ihm angeführten Glieder der Familie Dukadschin einer näheren Prüfung unterworfen, um das Gebiet, welches die Dukadschin in Albanien besaßen, näher umschreiben zu können.

Der erste urkundlich Erwähnte ist im Jahre 1281 Tanus Dukadschin, Seigneur de la Zadrima, de la Montagne noire, de Pulati et Sati, welcher außerdem die Dörfer Fandi und Flati eroberte und in letzterem das Kastell Fleti erbaute.

Zadrima ist die Ebene am linken Ufer des Drin von seinem Austritte aus dem Gebirge bei Vau Dejns bis Alessio.

Montagne noire, albanisch Malisi ist das früher erwähnte Stammgebiet, das sich von den Bergen Mnela und Runa bis zum Drin, von der Vesirbrücke bis Vau Spassit ausdehnt.

Pulati sind die in einem früheren Abschnitte behandelten Täler der nördlichen Zuflüsse des Drin, die zwischen Skutari und Djakova liegen.

Sati[1]) ist eine Lokalität in der Gemeinde Masreku am rechten Ufer des Drins gegenüber der zerstörten Stadt Schurz̧a, von der weiter oben die Rede war.

[1]) Vgl. Ippen, Alte Kirchen und Kirchenruinen in Albanien in den Wissenschaftl. Mitteilungen aus Bosnien und der Herzegowina, VIII. Band, p. 131.



Fandi ist ein Stamm von Mirdita, welcher das östliche Fandital bewohnt, das vom Passe Tschafa Kumuls nach Südwesten zieht; das Kirchdorf des Tales heißt zwar eigentlich Bissak, wird aber manchmal auch kurzweg als Fandi bezeichnet.

Flati oder Fleti ist ein Dorf im Goskatale, das weiter oben erwähnt worden ist.

Später werden die folgenden Dukadschin erwähnt:

Progan,[1]) Herr von Alessio, 1393—1401.

Georg, Herr der Zadrima (Baladrina) und Kakaritschi (Gjurikutschi), 1393—1409.

Tanus, Herr von Fandi.

Lesch, Herr von Burischan, Bengaret und Bolchia (Bolschia?), 1407.

Paul, Herr von Buba, Salita, Gjurikutschi, Levruschko, Buschina, 1448—1458.

Lesch, dessen Sohn, erwirbt 1444 Dejna, 1456—1457 die Zadrima und Chosati (Schosati?), 1458—1469 Palazzo Arinelli, Skaramani und St. Martin.

Die in den obigen Titeln erwähnten Lokalitäten können zumeist bestimmt werden; Alessio ist bekannt, die Zadrima und Fandi habe ich schon besprochen.

Baladrina, heute Baldren, ist ein an der Straße von Skutari nach Alessio gelegenes Dorf, eine Stunde nördlich von Alessio am rechten Drinufer.

Kakaritschi liegt eine Stunde nördlicher als Baldren; beide Dörfer besitzen alte Kirchen, eine Inschrift in der Kirche von Baldren ist aus dem Jahre 1462 datiert.[2])

Burischan könnte der heutige Stamm Berischa sein, Bengaret und Bolchia, d. i. Bolkia oder Bolschia, konnte ich bis jetzt mit keinem heutigen Orte identifizieren.

Levruschko, heute Livruschku, ist ein Dorf in Kabaschi im Guminatale.

Buschina kann mit dem heutigen Budschoni, ein Dorf im Stamme Șatschi, identisch sein.

Buba kann das heutige Bobi sein, das ebenfalls in Șatschi liegt.

Salita oder Selita sowie Gjurikutschi (bedeutet Rotenstein) sind in Albanien mehrfach vorkommende Dorfnamen; drei Stunden südlich von Oroschi, dem Hauptorte Mirditas, ist ein Bajrak Selita und in dem nahen Luria heißt eine Bergwand Gjurikutsch.

Dejna ist durch das heutige Vau Dejns repräsentiert.

Palazzo Arinelli könnte Arnjeti sein, mit welchem Namen ein Teil der Zadrimaebene zwischen den Dörfern Daitschi, Gjadri und Blinischti bezeichnet wird.

Skaramani ist heute ein Viertel des Dorfes Nenschati in der Zadrima.

---

[1]) Ich möchte den Namen Progan neben den albanischen Namen Prenk stellen.

[2]) Cf. Ippen, Archäologische Mitteilungen aus Albanien im Glasnik des bosn.-herzegow. Landesmuseums XV, 1903, p. 183.



St. Martin heißt heute die Ruine einer Kirche oberhalb Nenschati. Chosati, d. i. Kosati oder Schosati, kann ich nicht identifizieren.

Aus diesen topographischen Untersuchungen kann ich das Resumé ziehen, daß die Familie Dukadschin das Gebiet besaß, welches von der adriatischen Küste bei Alessio sich auf beiden Ufern des Drinflusses in der Richtung von Prisren und Djakova erstreckt. Tatsächlich führte dieses ganze Gebiet auch nach der türkischen Eroberung den Namen Dukadschin; die früheste türkische Provinzialeinteilung begreift ein Sandschak Dukadschin, dessen Hauptort Ipek war und welches das eben umschriebene Gebiet umfaßte, sich daher bis in die Nähe von Skutari erstreckte.

Die heutige Ausdehnung des Dukadschin ist eine viel geringere, es ist auf das linke Drinufer beschränkt und wird von der türkischen Provinzeinteilung als Bezirk Puka bezeichnet, an dessen Spitze ein Kajmakam steht.

Durch diese Gebirgslandschaft führte seit jeher ein wichtiger Handelsweg. Ob die römische Verbindung von Lissus nach Ulpiana — dem heutigen Lipljan im Kosovopolje — auch durch diese Landschaft zog, ist bisher nicht definitiv ermittelt; man hat bisher die in der Tabula Peutingeriana nach Lissus eingetragenen Stationen Picaria mit Puka und Crevenum mit Krabi identifiziert. Evans in seinen «Archaeological researches in Illyrium» ist nicht geneigt, dies ohne weiteres zuzugeben und führt die Mitteilung eines Missionärs an, welcher zwischen Duschmani—Toplana—Brisa, also am nördlichen Drinufer, eine Römerstraße gefunden haben will. Evans hat selbst dieses angebliche Stück einer Römerstraße nicht besucht, gegen die Meinung des Missionärs spricht die Unwegsamkeit zwischen Duschmani und Toplana, welche auch die römische Straßenbaukunst nicht zu bewältigen imstande gewesen wäre.

Der mittelalterliche Handelsweg von der adriatischen Küste zum Kosovopolje ging jedenfalls durch den Dukadschin, der heutige Saumweg von Skutari nach Prisren folgt ohne Zweifel dem Wege, welchen die Handelskarawanen der Ragusaner und Venezianer nahmen. Die Kaufleute Ragusas benützten dieselben Fähren wie die heutigen Kiradschi (Pferdetreiber), Vau Dejns, wo sie, von Skutari kommend, auf das linke Drinufer übersetzten und Vau Spassit, wo sie das rechte Ufer wiedergewannen, um den Weg nach Djakova und in das Kosovopolje fortzusetzen.

Die sieben Bajrak, in welche die Bevölkerung des heutigen Dukadschin eingeteilt ist, sind Tscherreti, Puka, Kabaschi, Berischa, die beiden Bajrak von Șatschi und Malisi. Die Bevölkerungszahl ist 16300, wovon 5400 Mohammedaner und 10900 Katholiken; bevor die türkische Regierung auch in diesem Bezirke das Reichsgesetz über die Provinzverwaltung einführte, stand Puka unter der erblichen Verwaltung einer dortigen Notabelnfamilie, der Aga von Krüesiu, welche übrigens auch heutzutage noch eine führende Rolle spielt.



IV. KAPITEL

DIE FANDITÄLER UND MIRDITA

Der Südabhang des Drin- oder Dukadschingebirges ist viel mäliger und sanfter als der ziemlich steil zum Drin abfallende Nordabhang des Gebirges; dessen Gliederung nach Süden ist auch eine viel bedeutendere, es gehen vom Hauptkamme lange Bergzüge weit nach Süden ab und schließen lange Täler ein, in welchen Wasserläufe zum Matflusse hinfließen. Es sind dies die beiden Fanditäler mit ihren Nebentälern und dann noch das Gjadrital, dessen Bach jedoch ein Zufluß des Drin ist; sie sollen im nachfolgenden besprochen werden.

Der Fandi ist der bedeutendste Zufluß des Mat, welchem er auf der rechten Seite zuströmt. Das Fandital oder richtiger gesagt die Fanditäler, denn es gibt zwei, haben eine Länge von beiläufig 15 Stunden, sie nehmen ihren Ursprung auf den Höhen des Gebirges, welches das linke Drinufer begleitet, und haben im ganzen und großen eine Richtung von Norden nach Süden. Die Täler der beiden Fandi und ihrer Zuflüsse bilden das Gebiet der Landschaft Mirdita, der Unterlauf des vereinigten Fandi jedoch gehört nicht mehr zu Mirdita, sondern zum Gebiete des Stammes Ksela und der Stämme der Maltzija Leschs. Mirdita ist ein Landschaftsname und keine Stammesbezeichnung und von diesem Landschaftsnamen leiten die Bewohner derselben ihre Bezeichnung Mirditen ab, die nach dem deutschen Sprachgebrauche richtiger die Mirditer, Mirditier, Mirditaner oder Mirditesen lauten sollte. Ich lege auf diesen Umstand, daß Mirdita die Bezeichnung eines geographischen Territoriums ist, gleichwie die Lika in Kroatien oder die Maina in Morea, darum besonderes Gewicht, weil mehrere Publikationen, die sich mit Nordalbanien beschäftigen, die Ansicht propagieren, als ob die Bewohner der Mirdita ein von den übrigen Albaniern seinem Ursprunge nach ganz verschiedener Stamm wären. Man liest Hypothesen, daß die Mirditesen aus Syrien von einem angeblich dort existierenden Stamme der Mardaïten herkommen sollen; andere Publizisten wollen den Namen der Mirditesen von dem persischen Worte maerd = mannhaft, tapfer, herleiten. Eine Version, welche auch in Albanien bekannt, aber nicht volkstümlich ist, sondern in späterer Zeit von irgendeinem albanischen Literaten erfunden sein dürfte, erklärt den Namen aus dem albanischen mir dit, d. h. guten Tag; dieser Gruß lautet allerdings dita mir, da der Sprachgebrauch das Hauptwort dit (Tag) dem Beiwort mir (gut) voranstellt; die Vertreter dieser Version behaupten aber, daß der Gruß auch in jenem Wortlaute vorkommt. Manche führen den Namen auf die Schlacht von Kossovo (1389) zurück, welche als ein für die Balkanhalbinsel so sehr bedeutsames Ereignis bei allen Völkern derselben in reger Erinnerung steht; auf Seite der Türken soll ein albanisches Kontingent gefochten haben, dessen Führer, als Sultan Murad am Morgen unschlüssig war, ob er die Schlacht liefern soll, ihn dazu



ermutigte, indem er den Tag als einen guten voraussagte; der Sultan hatte aus der Rede des Albaniers die Worte mir dit — guter Tag — behalten und wendete sie zur Bezeichnung der albanischen Truppe, welche sich in der Schlacht besonders auszeichnete, an, indem er sie Mirdit anrief. Von dieser Truppe sollen die Mirditesen abstammen. Das ist natürlich alles Sage und wird durch den Umstand hinfällig, daß weder Barletius, der Biograph Skanderbegs, noch sonst eine ältere Quelle, welche sich mit den Ereignissen in Albanien beschäftigt, den Namen Mirdita nennt und doch wäre dazu Gelegenheit gewesen, da die heutige Mirdita entweder zu dem von Skanderbeg besessenen Territorium gehörte oder zumindest an dasselbe unmittelbar angrenzte und da jedenfalls ihre Bewohner in den Heeren, welche Skanderbeg um sich scharte und gegen die türkischen Invasionen führte, mitfochten; Barletius erwähnt die Landschaften Dibra, Matja, die an Mirdita anstoßen, nie aber Mirdita. Wenn der Name Mirdita in früheren Zeiten existiert hätte. so würde er jedenfalls in den auf die Familie Dukadschin, welche in der Zeit vor Skanderbeg im 14. und 15. Jahrhunderte das Territorium der heutigen Mirdita besaß, bezüglichen Urkunden genannt werden, wie so viele andere Namen von Dörfern und Landstrichen, die im Besitze jener Dynasten waren. Auch serbische und türkische Quellen und Chroniken erwähnen den Namen Mirdita nicht, er taucht erst im 18. Jahrhunderte auf. Ferner ist der Umstand von Interesse, daß das Gebiet, welches den Namen Mirdita trägt, nicht immer das gleiche war: heutzutage ist Mirdita das von den Stämmen Oroschi, Spatschi, Fandi, Kuschneni und Dibri innegehabte Territorium; der Stamm Dibri und sein Gebiet wurde bis zum Jahre 1850 beiläufig nicht zu Mirdita gezählt, sondern er unterstand direkt dem Wesir von Skutari; auch Fandi gehörte am Anfange des 19. Jahrhunderts noch nicht zu Mirdita, sondern war bei Prisren; Mirdita begriff also früher bloß die Gebiete der drei Stämme Oroschi, Spatschi und Kuschneni.

Der Name Mirdita kommt eigentlich dem Bergabhange zu, auf welchem die Gehöfte der Kapitanfamilie Dschomarkaj liegen, der sogenannten Grüka Oroschit. Da es dieser Familie gelungen ist, nach und nach alle fünf Stämme zu einem einheitlichen politischen Organismus zu vereinigen, so überging der Name ihres Wohnsitzes und Familienbesitzes auf das ganze Gebiet, welchem sie vorstanden.

Ein ganz analoges Beispiel bietet sich uns in der Nähe mit der Crnagora — Montenegro.

Als die Türken im 16. Jahrhunderte der Herrschaft der Familie Crnojević, welche auf dem Gebiete des heutigen Montenegro herrschte, ein Ende bereiteten, war der Name Crnagora noch unbekannt, er kam erst in der darauffolgenden späteren Zeit auf und bezeichnete im Anfange bloß die Umgebung von Cetinje; noch am Ende des 18. Jahrhunderts war die Crnagora bloß das Gebiet von fünf Stämmen Katunska, Rijetschka und Ljeschanska Nahija, Pjeschiftzi und Tzrmnitza; nach und nach gliederten sich die Stämme der Brda an und es entstand endlich die heutige Tzrnagora. Nun wird es niemandem einfallen, die Tzrnogortzen für etwas anderes anzusehen als für Serben; ebenso verhält es sich mit den Mirditesen, sie sind reine Albanier



wie alle ihre Nachbarn und alle Hypothesen, welche sie von den übrigen albanischen Stämmen absondern und ihnen einen anderen, etwa slawischen oder gar arabischen Ursprung finden wollen, sind grund- und haltlos.

Der Fandi oder Fani entsteht aus zwei Flüssen; der östliche heißt Fandi Fandit, weil sein Oberlauf das Gebiet des Stammes Fandi bildet, oder auch Fandi wogel, der kleine Fandi, der westliche heißt Fani Gojanit, nach dem an seinem Oberlaufe liegenden Dorfe Gojani oder Fandi maz, der große Fandi; der Unterschied in der Bedeutung der beiden Flüsse ist kein so großer, um diese Bezeichnung als großer und kleiner zu rechtfertigen; der Lauf des Fani Gojanit dürfte wohl etwas länger sein als jener des Fani Fandit, die Wassermenge ist bei beiden aber ziemlich die gleiche. Der Oberlauf dieser beiden Fandi wird durch den Berg Mnela oder Munela getrennt; dieser bedeutende Berg ist bisher von der Geographie und den Karten sehr arg ignoriert worden und doch ist er der ansehnlichste Berg in Mirdita; seine Höhe dürfte um die 2000 *m* betragen, sein Umfang und seine Ausdehnung sind ebenfalls sehr beträchtlich.

Der östliche Fandi entspringt auf dem Berge Tschafa Kumuls, über welchen von der den Drin überbrückenden Vesirbrücke ein viel begangener Weg nach Mirdita führt; sein Tal ist im Anfange schmal, beinahe eine Schlucht, von hohen, mit Wald bedeckten Hängen eingeschlossen. Nach zwei Stunden gelangt man zu den ersten Gehöften, welche die Fraktion Mschanj bilden; in weiteren zwei Stunden erreicht man über das Dorf Domdschon das Dorf Bissak, in welchem die Pfarrkirche von Fandi sich befindet. Das obere Tal dieses Flusses bildet das Gebiet des Stammes Fandi, welcher seinen Bajrakdar im Dorfe Domdschon hat.

Der Bajrak Fandi ist sehr ausgedehnt, die ansehnlicheren Dörfer sind: Dschudscha, Domdschon, Bissak, Schindschin und Konaj, welche teils am Flußufer und teils auf den beiderseitigen Talwänden liegen. Auch das Quellgebiet des Baches Siritschia, welcher von dem östlichen Abhange des Mnelaberges dem Drinflusse zufließt, gehört noch dem mirditesischen Stamme Fandi; in Siritschia und auf der Tschafa Kumuls hat er den Stamm von Malisi zu Nachbarn, auf dem Gebirge am linken Ufer des Fandibaches grenzen an Fandi die Gemeinden Lurja, Arnja und Sroj, von denen die erstere zu Dibra, die letzteren zu Prisren gehören.

Da das Gebiet des Stammes sehr wenig Ackerboden enthält und auch die Viehzucht nicht bedeutend ist, so lebt die Bevölkerung von Fandi in großer Armut; aus den ansehnlichen Waldbeständen wird kein nennenswerter Nutzen gezogen, die einzige Exploitierung der Wälder besteht in der Gewinnung von Pech, das dann auf den Markt nach Prisren gebracht wird. Infolge dieser prekären Erwerbsverhältnisse sind zahlreiche Familien von Fandi ausgewandert und haben sich in den Bezirken Ipek, Djakova und Prisren in der Ebene des weißen Drin niedergelassen. Ihre Zahl beläuft sich dort auf mehrere tausend Seelen, sie sind Kolonen der mohammedanischen Bey und Aga. Es ist merkwürdig, daß nie einer dieser Mirditesen seinen katholischen Glauben verlassen hat und Mohammedaner geworden ist, während die katholischen Auswanderer aus den Stämmen Schala, Be-



risch und Merturi zumeist bereits in der zweiten Generation ihren Glauben wechseln. Die Auswanderer aus Mirdita werden in ihrer neuen Heimat als «Fonda», welcher Name auf Fandi zurückzuführen ist, bezeichnet, wenn sie auch den anderen Stämmen Mirditas angehören, und sind bei den Mohammedanern der früher genannten Bezirke wegen ihrer Tapferkeit, ihres Mutes und der unerbittlichen Strenge, mit der sie jede Beleidigung rächen, sehr gefürchtet; die dortigen Parteiführer, welche um den präponderierenden Einfluß rivalisieren, suchen die Unterstützung der Fonda und häufig bluten dieselben gleich den deutschen Landsknechten oder den Schweizern für eine fremde und ihnen gleichgültige Sache, welcher sie um eine bloß geringe Besoldung, jedoch als Sklaven des einmal gegebenen Treuwortes bis in den Tod dienen. Diese Fonda ziehen es vor, keinen Grund als Besitz käuflich zu erwerben, sondern bloß Pächter zu bleiben, denn sobald sie durch eine Provokation ihrer mohammedanischen Nachbarn gedrängt werden, irgendeinen derselben zu töten, verlassen sie, um nicht von der mohammedanischen Überzahl bei der Blutrache vernichtet zu werden, das Dorf und ziehen in ein entfernteres, wo sie unbehelligt leben können; ihr manchmal bedeutender Besitz besteht bloß in Vieh und beweglicher Habe, Waffen und oft Bargeld. Es ist begreiflich, daß solche Verhältnisse nicht den Wohlstand aufkommen lassen, welcher in der Ebene des weißen Drin, in der alle Vorbedingungen dazu vorhanden sind, herrschen sollte.

Der Fani Fandit hat, nachdem er das Stammgebiet von Fandi verläßt, an seinem linken Ufer das Gebiet der Stämme Oroschi und Ksela, am rechten Ufer jenes der Stämme Spatschi und Kuschneni. Beim Dorfe Blinischti in Kuschneni, dessen Kirche eine Viertelstunde über dem Bache liegt, kreuzt ihn der Weg von Skutari nach Oroschi mit einer Furt, welche Waui wogel — die kleine Furt heißt. Gegen vier Stunden weiter abwärts von Blinischti liegt die Vereinigung der beiden Fandiflüsse, der Hügelrücken zwischen ihnen trägt das Dorf und die Kirche von Nderfandna, welcher Name «zwischen den beiden Fandi» bedeutet und sich in lateinischen Urkunden als Trafandi vorfindet.

Der westliche Fandi, welcher Fani Gojanit heißt, entspringt auf dem Passe Tschafa Malit, über welchen die Kommunikation zwischen Prisren und Skutari läuft; dieser wichtige Weg bleibt bis zum Dorfe Arsti im Tale des Fandi. Der Oberlauf des Flusses ist das Gebiet des Stammes Spatschi, hier liegt auch das Dorf Gojani, nach welchem der Fluß Fani Gojanit genannt wird. Im Mittellaufe gehören die beiden Ufer dem Stamme Kuschneni; über den Fandi führt daselbst eine hölzerne Brücke, die einzige, welche in Mirdita besteht; bei derselben ist auch die Furt Waui maz̧ (die große Furt) und beide Übergänge, Brücke und Furt, dienen dem Wege von Skutari nach Oroschi. Die Distanz zwischen der Furt über den östlichen Fandi und jener über den westlichen Fandi beträgt bloß zirka $1^1/_2$ Stunden, so nahe bei einander, bloß durch einen schmalen Höhenrücken getrennt, fließen von hier ab die beiden Flüsse bis zu ihrer Vereinigung.

Zwei Zuflüsse des westlichen Fandi, die auf seinem rechten Ufer einmünden, bilden Nebentäler; es sind dies die Schperlasa und der Dibribach.



Die Schperlasa entspringt etwas oberhalb des Dorfes Katschinari und fließt beinahe parallel zum Fandi, sie mündet in ihn in der Nähe des Dorfes Nderfandna. Dieser Bach scheint ein viel schlimmeres Wasser zu sein als der Fandi, denn als wir im Monate Oktober nach einer Nacht, die bedeutende Regengüsse gebracht hatte, beide Wasserläufe nahe bei ihrer Vereinigung zu kreuzen hatten, ging dies beim Fandi anstandslos, während die Schperlasa so viel Wasser führte, daß es den Fußgängern bis an die Achseln ging, und eine so reißende Strömung hatte, daß die Pferde den Bach nur kreuzen konnten, indem von beiden Seiten mehrere Männer sie stützten und aufrecht hielten. Allerdings sagten die Bauern, daß der große Wasserschwall in der Schperlasa rascher herabkomme als in dem viel längeren Fandi, und meinten, daß nach einigen Stunden der Fandi ganz unpassierbar sein würde.

Der Dibri entspringt auf dem Berge Kreschta, dessen westliche Seite dem unteren Tale des Drin und der Zadrimaebene zugewendet ist; im Anfange ist das Tal ganz unbewohnt und beinahe verödet, dann folgen die Dörfer Fregna auf der linken Seite, Ungrej zur Rechten auf einem Bergabhange; weiter abwärts beim Dorfe Kalori kommt von links ein Zufluß, der aus den kleinen, von den Dörfern Kaschnjeti und Schin Gjergj herabkommenden Bächen entstanden ist. Die Mündung des Dibri in den Fandi ist nur ein wenig unterhalb jener der Schperlasa.

Die Landschaft Mirdita begreift nicht bloß die hier geschilderten Täler der beiden Fandi, der Schperlasa und des Dibri, zu ihr gehören auch wenigstens noch teilweise die Täler zweier Zuflüsse des Drin, nämlich der Oberlauf des Gomsitschbaches und des Giadri.

Dieses letztere Tal soll weiter unten besprochen werden, das Gomsitschtal ist bereits in dem früheren Abschnitte behandelt worden; in demselben befindet sich bloß ein einziges Dorf Mirditas, nämlich Korṣpula, welches am linken Ufer des Gomsitschbaches gegenüber dem Dorfe Ktschira liegt. Seinen eigentümlichen Namen hat es vom Blasenstrauche, welcher in der albanischen Sprache Korṣpula heißt. Korṣpula ist durch das Gomsitschtal von Skutari in einem Tage zu erreichen. Eine landschaftlich reizvolle Wanderung über den Bergrücken, welcher das Gomsitschtal vom westlichen Fanditale trennt, führt in das Pfarrdorf Kalivari.

Die Berge in Mirdita sind Mittelgebirge; zu bedeutenderer Höhe erheben sich bloß die Berge Mnela und Mali Schejnt, welche nahe an 2000 *m* erreichen. Die Bergzüge, welche die Täler einfassen, sind nicht verkarstet, Felsen und Gestein tritt wenig zutage, die Abhänge sind mit erdigen Schichten bedeckt; überall findet sich Wald, an mehreren Stellen, die entwaldet wurden, hat allerdings das Wasser der Niederschläge und der Rinnsale in die Erdschichte tiefe Furchen gerissen und das wenig konsistente Erdreich ist hier in fortwährender Bewegung und rutscht gegen die Talsohle ab.

Die Wälder sind zumeist Buchenwälder, in den höheren Lagen herrschen Lärchen und Tannen vor; besonders schöne, hochstämmige Wälder sind an den Abhängen des Mnela, auf dem Mali Schejnt und auf dem Bergzuge, welcher das Tal des Gomsitschbaches von jenem des Fani Gojanit scheidet und den der Weg vom Dorfe Korṣpula nach Kalivari über-



steigt. Am Fandi im Gebiete der Pfarre Nderfandna sind auch Eichenwaldungen.

Wie schon an früherer Stelle erwähnt wurde, setzt sich Mirdita aus den Stämmen oder Bajrak Oroschi, Spatschi, Kuschneni, Fandi und Dibri zusammen, von denen jeder seinen Bajrakdar und seine Kreent, d. i. Häuptlinge (die Mehrzahl von der Einzahl Krüe, das Haupt) hat. Als erster Bajrak gilt Oroschi, weil es der Sitz der Kapidane von Mirdita ist und offenbar der Kern war, an den sich dann die übrigen Bajraks angliederten; das Dorf Oroschi wird auch als Hauptort des Bezirkes Mirdita angesehen. Das Gebiet dieses Stammes dehnt sich auf den Abhängen des Berges Mali Schejnt bis an den Fandi aus. Mali Schejnt, der heilige Berg, dürfte seinen Namen daher haben, daß auf diesem Berge ein Kloster mit einer Kirche des heil. Johannes, albanisch Schin Gjin, lag; es war angeblich ein Benediktinerkloster, welches als dieser in Albanien stark ausgebreitete Orden sich aus dem Lande wahrscheinlich vor dem 13. Jahrhunderte zurückzog, verlassen wurde und verfiel; die Ruinen der Kirche des heil. Johannes existieren noch heute beiläufig eine halbe Stunde unterhalb eines der Gipfel des Berges und werden von der Bevölkerung am Feste des Heiligen besucht.

Der Mali Schejnt ist ein ausgedehnter, mächtiger Berg, welcher mehrere hohe Gipfel hat, die verschiedene Namen führen, wie Guri Kutsch u. a.; zwischen diesen Gipfeln sind ausgedehnte Bergwiesen und mit Hochwald bedeckte Strecken; die Aussicht von diesem Berge ist eine sehr weite, nach Westen sieht man das Adriatische Meer, nach Norden die Hauptkette der nordalbanischen Alpen; in den Wäldern des Mali Schejnt findet sich noch der Bär vor und alljährlich werden einige Stücke von den Hirten getötet; sowohl das auf dem Rücken des Berges gelegene Plateau als auch die unterhalb desselben auf dem Abhange liegende Alm Nanschejnt wird im Sommer von den Herden von Oroschi als Sommerweide bezogen. Auf dem jenseitigen, gegen Süden gewendeten Abhange liegt die Grenze gegen das Bajrak Lurja, dessen Tal vom Mali Schejnt aus überblickt wird; die Leute von Oroschi haben mit dieser Gemeinde, welche früher zur Hälfte katholisch war, jetzt aber bis auf wenige Familien ganz mohammedanisch ist, trotz der zahlreichen Verschwägerungen sehr häufig blutige Händel.

Am Fuße des Mali Schejnt liegt die Ortschaft Oroschi, welche der Hauptort von Merdita und der Sitz der Kapitansfamilie ist. Der französische Konsul Hecquard und andere, welche über Albanien schrieben, haben das Bedürfnis gefühlt, eine Erklärung für den Namen Oroschi zu suchen, und sind so weit gegangen, das französische «rocher», respektive «au rocher» oder den serbischen Namen Urosch hiezu heranzuziehen. Es ist wohl nicht nötig zu betonen, daß dies ganz unkritische und widersinnige etymologische Spielereien sind. Es sei hier auf das bereits an früherer Stelle Gesagte hingewiesen, daß weder die Namen Mirdita, noch deren Hauptort Oroschi oder ihre Kapidansfamilie Dschomarkaj in irgendeiner Darstellung der Kämpfe Skanderbegs gegen die Türken vorkommen, obwohl gerade über diese Epoche mehr Quellen vorliegen als über irgendeine andere aus der Geschichte Albaniens und obwohl die Bewohner der heutigen Mirdita jedenfalls unter



Skanderbeg mitkämpften. Daraus kann geschlossen werden, daß in früheren Zeiten, jedenfalls auch noch im 15. Jahrhunderte Mirdita als eine politische oder ethnographische Individualität nicht bestand, es waren Malissorenstämme gleich den vielen anderen, und der Zusammenschluß der drei Bajrak Oroschi, Fandi und Spatschi zu dem einheitlichen Ganzen «Mirdita» erfolgte erst später. Es dürfte ein Vorfahre der heutigen Kapidansfamilie Dschomarkaj gewesen sein, welcher die Vereinigung dieser Stämme zustande brachte; es war dies ein Werk, welches bei den partikularistischen Trieben des albanischen Volkes, die jeder Konzentrierung und der damit verbundenen Unterordnung unter ein gemeinsames Vorgehen widerstreben, einen die Tüchtigkeit jener Familie bezeugenden Erfolg darstellt und in keinem anderen Teile Albaniens erreicht worden ist. Auch die Geschichte der Familie Dschomarkaj ist dunkel; sie selbst möchten ihre führende Rolle bis auf die Schlacht bei Kossovo zurückführen, in welcher ihr Ahne auf Seiten des Sultans gefochten und von ihm die Investitur als Oberhaupt von Mirdita erhalten haben soll. Das ist aus den schon öfters angeführten Gründen als Legende anzusehen; mehr Beachtung verdient eine andere Tradition, nach welcher die Familie in Ipek oder seiner Umgebung eine gewisse Bedeutung hatte, und es ist unbekannt, aus welchem Grunde, wahrscheinlich infolge der Verfolgungen der Mohammedaner und um ihren katholischen Glauben zu bewahren, sie sich nach Oroschi flüchtete, wo sie bald die Führung der dortigen Malissorenstämme übernahm. Dies könnte am Ende des 17. Jahrhunderts geschehen sein, denn am Anfange des 18. Jahrhunderts werden schon die Dschomarkaj als Kapidane von Mirdita erwähnt; jene Epoche, in welche die ersten, für die Türkei unglücklichen Kriege mit den Habsburgern fielen und welche sogar eine Invasion Albaniens durch die kaiserlichen Heere sah, brachte ja überhaupt für Albanien erst einen stärkeren Druck der Türken gegen das dortige Christentum und in Verfolg dessen die zahlreichen Konversionen, welche in dem bishin ganz katholischen Nordalbanien die jetzt dort bestehende mohammedanische Bevölkerung schufen; während dieser politischen und religiösen Verfolgungen kann nun leicht die Flucht der Dschomarkaj von Ipek nach Oroschi erfolgt sein.

Die Kenntnis der Familie selbst über ihre Geschichte und ihre Vorfahren reicht nicht weiter zurück als in den Anfang des 18. Jahrhunderts. Die Familie besteht jetzt aus einer Haupt- und einer Nebenlinie, welche sich bereits im 18. Jahrhunderte abtrennte. Die Hauptlinie, deren gemeinsamer Stammvater, Lesch Dschoni, zirka 1780 starb, geht auf die drei Brüder Dod Leschi, Prenk Leschi und Leschi Zi zurück; die jetzt lebende ältere Generation sind die Urenkel dieser Brüder; der Chef des Hauses, der jetzige Kapidan Pascha, ist der Urenkel des zweiten Bruders Prenk Leschi, Prenk Bib Doda; sein Vater war der Kapidan Pascha Bib Doda, welcher in den Jahren 1840—1868 eine bedeutende Rolle spielte, sein Großvater, Dod Prenka, starb 1825 in Cattaro, wohin er sich begeben hatte, um Heilung zu suchen. Kapidan Prenk Pascha Bib Doda ist der einzige seines Zweiges, die beiden anderen Zweige, die von Dod Leschi und Leschi Zi sich herleiten, sind durch eine zahlreiche Deszendenz vertreten.



Die Kapidane wie alle Angehörigen der Familie Dschomarkaj heißen, genießen ein bedeutendes Ansehen im Lande und mehrfache Ehrenrechte; jedes Familienglied führt vor seinem Namen den Titel Kapidan, sogar in der Nationaltracht haben sie eine und die andere ihnen vorbehaltene Besonderheit.

Am Fuße des Mali Schejnt, an einem kleinen Wildbache, der sich zwischen den Höhen bis in den Fandi durchwindet, liegt das Dorf Oroschi; über einen steilen Abhang, der von beiden Seiten von Anhöhen eingefaßt ist, sind etwa 30 Häuser verstreut; der Anblick stimmt nicht recht mit der Idee, welche man sich von dem Hauptorte des Bezirkes Mirdita, dem Sitze der Kapidane und des geistlichen Oberhauptes, des Abtes von Mirdita, macht. Zwischen den zumeist unansehnlichen und ärmlichen Häusern und Hütten sind Maisfelder, durch welche man den Abhang emporsteigt bis zu einem etwas bedeutenderen, auf einer Terrasse liegenden Gebäude, welches das ganze Dorf beherrscht; es ist das sogenannte Seraj, d. i. der Palast der Kapidane. Ich muß mich beeilen, hinzuzufügen, daß die Bezeichnung «Palast» nur durch die Ärmlichkeit der Behausungen der übrigen Bevölkerung gerechtfertigt ist; in Wirklichkeit ist das Seraj ein massiver einstöckiger Steinbau, welcher einen Hof einschließt; ein über das Gebäude herausragender massiger viereckiger Turm, welcher die Verteidigungsfähigkeit dieses Herrensitzes erhöhte, gibt ihm zugleich etwas Schloßartiges. Das Seraj ist im Jahre 1833 von dem Kapidan Bib Pascha Doda erbaut worden und wurde von ihm gemeinsam mit seinem Vetter, Kapidan Dschon Marku, bewohnt. Als der türkische Statthalter von Skutari im Jahre 1877 eine Strafexpedition gegen die Mirditesen unternahm, wurde, um Prenk Pascha, den Sohn und Nachfolger des Kapidan Bib Doda zu strafen, eine Hälfte des Seraj von den türkischen Truppen geplündert und in Brand gesteckt; sie ist seither nicht wieder restauriert worden und steht als Ruine da; die andere Hälfte wird von den vier Söhnen des Kapidan Dschon Marku mit ihren Familien, die zusammen gegen 30 Personen ausmachen, bewohnt.

Von der kleinen Terrasse vor dem Seraj blickt man über die Häuser des Dorfes Oroschi hinweg auf eine Gruppe imposanter Baulichkeiten, welche die Spitze eines Hügels an dem jenseitigen Ufer eines kleinen Wildbaches krönen; es ist das die Residenz des Abtes von Mirdita, neben der sich seine turmgekrönte Kathedralkirche erhebt. Der Abt von Mirdita oder mit dem vollen Titel der Abt von St. Alexander von Mirdita hat in der katholischen Hierarchie eine Sonderstellung, welche er mit sehr wenigen teilt; neben den Bischöfen gibt es zwei bis drei Äbte nullius, d. h. Äbte, welche keiner anderen Jurisdiktion unterstehen als jener des heiligen Stuhles; sie sind Diözesanvorsteher wie die Bischöfe, deren sämtliche Privilegien und Rechte sie haben mit Ausnahme der Fähigkeit, Priester zu weihen; sie sind eben selbst nur Priester und nicht Bischöfe. Ein solcher Abbas nullius steht nun auch an der Spitze der Diözese, welche die fünf Stämme Mirditas begreift. Diese Institution ist in der Geschichte der katholischen Kirche in Albanien begründet; im frühen Mittelalter waren in Nordalbanien zahlreiche Benediktinerabteien, eine solche war auch die Abtei von St. Alexander in Oroschi, allerdings war sie nicht die einzige in Mirdita; kirchliche Urkunden erwähnen

(Gedr. 17. III. 1908.)



noch die Abtei Sta. Maria in Trafandi, dem jetzigen Nderfandna. Aber die Kirche St. Alexander in Oroschi bewahrte, auch nachdem die Benediktiner sämtliche Klöster verlassen hatten, den Titel einer Abbatialkirche und die Pfarrer von Oroschi führten denselben; es war aber ein bloßer Ehrentitel, seine Träger hatten nur die beiden Pfarreien von Oroschi und von Spatschi unter sich. Im Jahre 1888 wurde nun die Abtei von St. Alexander vom heiligen Stuhle ausgestaltet, indem eine Anzahl von Pfarreien in Mirdita, welche bishin zur Diözese des Bischofs von Alessio gehört hatten, dem Abt unterstellt wurden und ihm die Stellung eines Abtes nullius gegeben wurde; einige Jahre später wurden noch zwei weitere Pfarreien, welche in administrativer Beziehung zum Territorium Mirditas gehörten, aber in spiritualibus dem Bischof von Sapa unterstanden, der Diözese der Abtei einverleibt, so daß jetzt die kirchliche Abgrenzung mit der politischen zusammenfällt.

Daß die Kirche von Oroschi dem heil. Alexander gewidmet ist, hat gar keine nähere Beziehung zur Geschichte des Landes, denn dieser Heilige hat gar nichts mit Albanien zu tun, er war ein römischer Legionär, der wegen seines christlichen Glaubens martyrisiert wurde; er stammte aus einer italienischen Stadt und sein Märtyrertod geschah in einer asiatischen Provinz.

Die Geschichte der Christianisierung Albaniens ist so wenig bekannt, daß wir nicht an sie appellieren können, um eine Erklärung über die Gründung der Kirche von Oroschi und über ihre Benennung zu erhalten. Da nach einer Tradition diese Kirche früher eine Reliquie des heil. Alexander besessen haben soll, so ist es am wahrscheinlichsten, daß jene, welche die Boten des Evangeliums in diesen Bergen waren, die Kirche, die sie erbauten, nach jenem Heiligen benannten, dessen Reliquie sie mit sich hergebracht hatten. Diese Reliquie des heil. Alexander ging dann verloren und an ihre Stelle schenkte ein Papst des 18. Jahrhunderts der Kirche von Oroschi den Schädel des heil. Klemens, welcher in einer alten Silberkassette verwahrt wurde.

Durch die Kirche des heil. Alexander in Oroschi wurde dieser Heilige in Albanien so populär, als ob er ein nationaler Landesheiliger gewesen wäre. Die albanische Sprache rezipierte allerdings den Namen nicht in seinem ursprünglichen griechischen Laute, sondern machte aus Alexander Lek und Lesch und Leschder, in Mirdita wird insbesonders Lesch gebraucht; der Name Lesch wird in Mirdita von sehr zahlreichen Personen getragen, es gibt Kapellen, Quellen und andere Objekte, die mit dem Namen des heil. Alexander — Sch' Leschdri — bezeichnet werden, wie die Kischa Sch' Leschdrit auf dem Berge Bokjáni oberhalb der Dörfer Spítani und Zojmeni nächst Alessio, die Quelle Kruja Sch' Leschit am rechten Ufer des Fandi, im Gebiete des Stammes Bulgjeri und andere. Der 19. Mai, an welchem Tage das Fest des heil. Alexander gefeiert wird, ist der Landesfeiertag von Mirdita, und nicht nur aus der Landschaft, sondern auch aus allen umliegenden Stämmen, insbesondere auch aus den mohammedanischen Gemeinden, wie Matja und Lurja, strömen viele Hunderte von Gästen in Oroschi zusammen.

Bevor die Herden von Oroschi auf die Almen des Mali Schejnt ziehen, wird auf sie der Segen des heil. Patrons erbeten, indem die Reliquie auf einem



Gerüste außerhalb der Kirche postiert wird und die Herden unter demselben durchgetrieben werden.

Die Kirche von Oroschi besaß ferner ein historisch sehr interessantes Altarkreuz, welches jedoch im Jahre 1896 durch Feuer, das im Inneren der Kirche entstand und den Altar zerstörte, vernichtet wurde.

Der französische Konsul Herr A. Degrand beschreibt in seinem Buche «Souvenirs de la Haute Albanie», p. 144 dieses alte Kreuz und gibt davon Abbildungen; seine Wiedergabe der Inschrift, welche das Kreuz trug, ist jedoch fehlerhaft, der richtige Wortlaut ist:

«1447. a. di 7 August questa crosi fecie fare il Senor Polo Ducagin in tempo di Pr. Sigeli Piro Duca e mi Nicsa Adamovic feci», d. h. Dieses Kreuz ließ Herr Paul Dukadschin am 7. August 1447 in der Zeit des Protosyngel Peter Duka anfertigen und ich Nikolaus Adamović habe es verfertigt.

Ich habe Herrn Professor Gelcich in Ragusa, welcher ein gründlicher Kenner der politischen Geschichte und der Kulturgeschichte des südlichen Dalmatiens und der angrenzenden Gebiete ist, über diese Inschrift konsultiert und seine Ansicht geht dahin, daß das fragliche Altarkreuz ein Votivgeschenk für eine serbisch-orthodoxe Kirche war, wahrscheinlich die Kirche eines Klosters, dessen Metropolit zu jener Zeit fehlte, so daß der Protosyngel oder Siegelbewahrer als sein Substitut dem Kloster vorstand. Professor Gelcich bemerkt, daß in jener Zeit (1447) die für katholische Kirchen gestifteten Kreuze niemals eine Stiftungsinschrift trugen. Die Würde eines Protosyngels ist nebst der griechischen auch der serbischen Kirche eigentümlich, der Protosyngel war der dem Bischofe oder dem Vorsteher der großen Klöster, der auch Mitropolit hieß, zunächst stehende kirchliche Dignitär, der das Siegel und die Urkunden des Klosters verwahrte.

Da nun Oroschi und die Mirditen stets katholisch waren, so ist es wahrscheinlich, daß dieses Kreuz einer anderen Kirche angehörte und sei es als Beute oder als türkisches Geschenk nach Oroschi kam. Zu dem Umstande, daß dieses Kreuz, obwohl es von einem offenbar serbischen Silberschmied Nikscha Adamović für eine serbische Kirche verfertigt wurde, dennoch eine italienische Inschrift trägt, wäre zu bemerken, daß infolge des Einflusses Venedigs und auch Ragusas in Albanien in jener Zeit der Gebrauch der italienischen Sprache aufgekommen war; der Silberschmied Adamović wäre nach Professor Gelcich in Skutari, Prisren oder Durazzo zu suchen und er dürfte, obwohl serbischer Abstammung, sich der dortigen albanischen Bevölkerung bereits assimiliert haben, so daß es ihm leichter war, die Widmungsinschrift in italienischer Sprache als in serbischer auf das Kreuz zu gravieren; in Ragusa oder Cattaro kennt Professor Gelcich in der Zeit um 1447 keinen Silberschmied Adamović.

Der Stifter dieses Kreuzes war Paul II. Dukadschin, Herr von Buba, Salita, Gjurikutsch, Levruschku und Buschina, über den Nachrichten aus den Jahren 1444—1458 vorliegen.

Der Bajrak Spatschi bewohnt den Oberlauf des westlichen Fandiflusses, ferner die westlichen und südlichen Abhänge des Mnelaberges. Im Beginne des Fanditales gehört bloß der linke Talabhang zu Mirdita, die rechte Tal-



wand gehört der Gemeinde Krüesi vom Bajrak Kabaschi, der ein Teil des Dukadschin oder Bezirkes Puka ist. Im Fanditale liegen die Dörfer Tschafamalit, Brzeti, Arsti, Kavlina, dann folgt die Kirche Sch' Mija (Sta. Eufemia), welche die Pfarrkirche der Pfarrei Tschafamalit ist; weiter abwärts liegen Gojani, Kimesa, Kalivari, wo sich die Pfarrkirche und Pfarrei befindet. Von Kalivari führt ein zwar schwieriger, aber landschaftlich schöner Weg über den Kamm des Mnelaberges, welcher auf dem Passe Tschafa Logut übersetzt wird, zur Kirche von Fandi in dem östlichen Tale dieses Namens. Auf dem südlichen Abfalle des Mnelaberges liegt die Pfarre Spatschi, zu welcher außer dem Pfarrdorfe dieses Namens noch die Dörfer Sche Mri, Gjursi, Plakza und Skoreti gehören; noch höher den Berg hinauf liegen die Dörfer Muschta und Domni, über welch letzteres ein Pfad führt, der die Dörfer Spatschi und Kalivari, das eben früher genannt wurde, verbindet.

Das Gebiet von Spatschi ist von Skutari aus auf einem nicht gar zu schlechten Wege, der im Tale des in den Drin sich ergießenden Gomsitschbaches führt, in zwei Tagen erreichbar. Die erste Tagereise geht bis in das Pfarrdorf Korșpula am Gomsitschbache, von hier führt dann der Weg über ein schönes und gut bewaldetes Gebirge nach Kalivari im Fanditale. Der Bajrak Spatschi macht sich manchmal dadurch bemerkbar, daß er die wichtige Kommunikation Prisren—Skutari, welche zwischen den Dörfern Tschafamalit und Arsti auf seinem Gebiete liegt, für den Verkehr sperrt; es ist dies immer eine Pressionsmaßregel gegen die türkische Regierung, welche jedesmal, wenn der Bajrak ein Gravamen gegen dieselbe hat, angewendet wird und selten ihren Zweck verfehlt, indem die türkischen Behörden angesichts der Wichtigkeit jener Kommunikation sich beeilen, die Unzufriedenen zu befriedigen, damit die Straßensperre aufhöre. Straßenräuberei wird hingegen von den Leuten von Spatschi auf dieser Straße nie getrieben. Mehrere Familien aus Spatschi haben ihr Stammgebiet verlassen und außerhalb desselben Kolonien gebildet; so hat das Dorf Gojani aus dem Fanditale das Dorf Gomsitsch nahe der Einmündung des gleichnamigen Baches in den Drin gegründet; die Bevölkerung des Dorfes Mnela im oberen Tale des Gjadri stammt ebenfalls aus Spatschi; auf diese Abstammung deutet schon der Name dieses Dorfes, der ihm offenbar in Erinnerung an den Mnelaberg gegeben wurde, von dessen Abhängen die Begründer des Dorfes herabgestiegen waren. In der benachbarten Ebene genießen die «Mneladschi» einen schlechten Ruf, da es unter ihnen mehrere gefürchtete Räuber und Viehdiebe gibt.

Der Bajrak Kuschneni nimmt den mittleren Teil des Tales des Fani Gojanit ein, er hat aber auch Dörfer am rechten Ufer des Fani Fandit und auch das Tal der Schperlasa, eines Baches, der dem Fani Gojanit auf seiner rechten Seite zufließt, gehört zu diesem Bajrak. Seine wichtigsten Dörfer sind Dschedschani, Kuschneni, Schperlasa, Mnoga, Pschtschesch und Nderfandna im Tale des Fani Gojanit, Blinischti im Tale des Fani Fandit und Simoni und Bukmir im Tale der Schperlasa. Auf dem Höhenrücken, welcher die beiden Fandi trennt, kommt der Reisende, welcher den Weg von



Skutari nach Oroschi nimmt, an der Kirche Sch' Pal — St. Paul — vorbei. Diese Lokalität hat eine staatsrechtliche Bedeutung für Mirdita, denn hier tagen die Volksversammlungen der Landschaft. Nach einem alten Brauche tritt alljährlich im Frühjahre in Sch' Pal eine Versammlung zusammen, zu der jedes Haus einen Vertreter entsenden soll; da Mirdita beiläufig 2000 Häuser zählt, sollte diese Versammlung ebensoviel Teilnehmer zählen, doch ist die Beteiligung nie so zahlreich; hier werden die Angelegenheiten, welche die ganze Landschaft betreffen, von den Häuptern der fünf Bajrak dem Volke vorgelegt und es sollen die erforderlichen Beschlüsse gefaßt werden. Das äußere Aussehen dieser Lokalität entspricht nun allerdings nicht der wichtigen Rolle, welche sie im Volks- und Rechtsleben Mirditas spielen soll. Sch' Pal ist eine kleine Kirche, unbedeutend wie alle Dorfkirchen Mirditas, sie ist von einem kleinen, mit Kornelkirschbäumen bestandenen Grasplatze umgeben, welchen man sich nur schwer als Versammlungsort eines großen Volksmeetings vorstellen kann; wie alles in diesem einfachen, in einem viele hundert Jahre zurückdatierenden Urzustande verbliebenen Lande ist auch sein «Parlament» ein primitives.

Über dem Zusammenflusse der beiden Fandi auf dem zwischen ihnen liegenden Höhenrücken ist das Dorf Nderfandna, das südlichste Dorf Mirditas; es gehört zu Kuschneni, aber mehrere Familien aus dem Bajrak Oroschi haben dort Grundstücke. Der Name des Dorfes bedeutet «zwischen den beiden Fandi» und tatsächlich ist die Entfernung von der auf dem Gipfel des Hügels gelegenen Kirche zu jedem der beiden Flüsse je eine halbe Stunde. Der Ausblick von diesem Hügel besonders nach Südosten ist ein hervorragend schöner, man überblickt die welligen grünen Hügel von Ksela und darüber hinaus taucht der Blick tief in das Tal des Matflusses hinein, in welchem man die Kula, die steinernen Türme der Matjaner sieht; auch im Osten ziehen Gruppen grell weiß getünchter Kula den Blick an, es sind die Wohntürme des Bajrak Selita. An der Stelle, wo jetzt die kleine, baufällige Kirche der Pfarrei Nderfandna steht, hat in vergangenen Zeiten eine Abtei bestanden, die wahrscheinlich auch den Benediktinermönchen gehörte und auch in mehreren Urkunden des römischen Stuhles erwähnt wird. Die der heil. Maria geweihte Kirche bestand auch, nachdem die Abtei eingegangen war; nach einer unter dem Volke lebenden Tradition wurde die alte Klosterkirche von einem Wali von Rumili, welcher einen resultatlosen Streifzug gegen die Bevölkerung des Gebirges unternahm und bis nach Nderfandna gelangte, in die Luft gesprengt. Bruchstücke von Skulpturen und Inschriften, die von der alten Kirche herrühren, sind in dem heutigen verfallenden Kirchlein eingemauert.

Nderfandna ist von Skutari in zwei Tagen leicht zu erreichen; man zieht das Tal des Giadri und seines Nebenbaches Woma hinauf bis zur Wasserscheide Tschafa Pasarit und jenseits folgt man dem Tale des Dibribaches bis zum Fandi.

Der Bajrak Dibri ist der westliche Teil der Landschaft Mirdita, welcher der Stadt Skutari und ihren Ebenen am nächsten liegt. Der Bajrak hat den Namen mit dem Bache gemeinsam, welcher unter der Kirche von



Nderfandna nur wenig abwärts nach der Einmündung der Schperlasa in den Fani Gojanit einmündet. Dieser Bach entspringt an der Ostseite der Kreschta, fließt in einem engen Tale zwischen den Dörfern Fregna und Ungrej durch, nimmt dann beim Dorfe Kalori am linken Ufer einen Bach auf, welcher von den Hügeln bei den Dörfern Kaschnjeti und Schin Gjergj herunterkommt, und mündet schließlich nach einem Laufe von zirka sechs Stunden wie erwähnt in den Fandi. Dem Bajrak Dibri gehört außerdem auch noch das obere Tal des Giadri, eines Baches, der nicht wie die übrigen Wasserläufe in Mirdita zu dem Bassin des Fandi, beziehungsweise des Mat gehört, sondern dem Drin zufließt. Der Giadri entspringt in Mirdita auf dem Berge Sutscheli, auf seinem rechten Ufer begleitet ihn die mäßig hohe Hügelkette Malibarz, welche sein Tal von dem Gomsitschbache trennt; die linke Seite des Giadritales bilden die Kreschta, der Mali Sch' Mhilit und die Schita Hajmelit; der von diesen Bergen formierte Höhenzug zeigt nach Westen, d. i. auf der dem Tale abgewendeten Seite einen steilen Abfall, der in die Zadrimaebene hinabführt. Der Anfang des Giadritales ist eng und nur von den wenigen Häusern zweier kleiner Dörfer Vrensi und Kaftali besiedelt; Vrensi ist die mirditische Aussprache des in den sonstigen albanischen Tälern öfter vorkommenden Dorfnamens Vrisi, welcher «Überwinterungsort» bedeutet. Von der Wasserscheide gegen den Dibribach, welche auf dem niedrigen Übergange Tschafa Pasarit liegt, fließt dem Giadri der Bach Wam zu; im Mündungswinkel der beiden Bäche liegen die wenigen Häuser des Dorfes Kastri. Diesem Dorfe gegenüber auf dem rechten Ufer des Giadri befindet sich eine aus altem Mauerwerk bestehende Ruinenstätte, welche auch Kastri genannt wird; die vorhandenen Reste lassen erraten, daß das alte Bauwerk ein aus starken Mauern gebildetes Viereck war, dessen Ecken durch Türme befestigt waren. Ich glaube daher, daß hier eine Befestigung aus römischer oder vielleicht noch älterer Zeit gestanden hat, deren Zweck es offenbar war, die nahe Ebene vor den Überfällen der Gebirgsbewohner zu schützen und dieselben im Zaume zu halten. In diesem konservativen Lande waren ja vor 2000 Jahren eigentlich dieselben Zustände wie heute. Gleichwie noch jetzt Mirditen aus dem Giadritale die Bauern der Zadrimaebene plündern und brandschatzen, so machten gewiß auch, als die Römer in Scodra und Lissus und der zwischen diesen Städten liegenden Ebene herrschten, die Vorfahren der heutigen Mirditesen ihre Razzien gegen die den Römern zinspflichtigen Bauern der Drinebene. Das Gebirge Albaniens wurde von den Römern ebensowenig unterworfen wie jetzt von den Türken, denn diese armen Striche boten keinen Lohn für die Mühen und Kosten militärischer Expeditionen; man ließ offenbar damals wie jetzt die Bevölkerung des Gebirges in Ruhe und begnügte sich damit, die Ebene gegen ihre Angriffe zu schützen; dazu dienten wohl auch die Bauten, deren Ruinen sich in Kastri vorfinden.

An den Namen Kastri anknüpfend wird von mancher Seite behauptet, daß hier die Heimat des albanischen Nationalhelden Georg Kastriota zu suchen sei. Eine solche Annahme hätte gar nichts für sich als den ähnlichen Laut beider Namen; die ernste Forschung verweist uns bezüglich der



Heimat der Kastriota in die Landschaften Matia und Dibra. Der Name dieser Ruine Kastri erklärt sich leicht aus dem lateinischen castrum, dem griechischen κάστρον, wir finden Zusammensetzungen davon auch an anderen Orten Albaniens, so Malakastra und Ginokastra (Argyrokastro im südlichen Albanien).

Es folgen dann im Giadritale auf der linken Seite das Dorf Wigu, auf der rechten Seite Mnela; durch eine enge Schlucht, Grüka Giadrit, tritt der Bach dann aus dem Tale in die Ebene; am Anfange der Schlucht liegt das gleichnamige Dorf, dessen wenige Häuser sich um die Kirche Sch' Roku (St. Rochus) gruppieren; dies ist die Grenze Mirditas. Der Weg von Skutari nach Oroschi führt durch das Giadrital, folgt aber bei Kastri nicht dem Giadri, sondern dem Wam.

Der Bajrak Dibri begreift die folgenden Dörfer im Tale des Dibri und seiner Zuflüsse: Fregna, Ungrej mit einer kleinen Kirche und Pfarre, Kalori, Kaschnjeti, ebenfalls ein Pfarrdorf und Sitz des Bajrakdars, Sukadschi, Gasuli, Schin Gjergj mit Kirche und Pfarre; das im Tale der Schperlasa nahe ihrem Ursprunge gelegene Dorf Katschinari gehört ebenfalls zu Dibri; im Giadritale liegen Kaliwatschi, Rasi, Kastri und Wigu (Pfarrdorf), das nahe Mnela ist wie früher erwähnt von Familien aus dem Bajrak Spatschi bewohnt; auch Korșpula im Tale des Gomsitschbaches gehört zu Dibri.

Die im ganzen 16000 Seelen zählende Bevölkerung Mirditas ist sehr arm. Die Frauen von Mirdita, die man im Basar von Skutari sieht, sind kleine, abgemagerte und herabgekommene Gestalten, ihre blutleeren und farblosen Gesichter sind durch vorzeitige Runzeln verunstaltet; hie und da sieht man ein jugendliches Gesicht, dessen große, runde Augen verwundert den Fremden betrachten, es gehört einem ganz jungen Mädchen von vielleicht 14—15 Jahren; die ungesunde gelbe Farbe der noch rundlichen Wangen, der Ausdruck stillen, hilflosen Leidens in diesen Kinderaugen, die stumpfe Ergebung, mit der das arme Wesen die für ihren mageren jugendlichen Körper zu schwere Last auf dem Rücken trägt, schneiden tief ins Herz und erwecken starkes Mitleid mit diesem armen Volke. Es gibt Familien in Mirdita, in denen die Hälfte der Männer immer zuhause hocken muß, da die Opanken, die ärmliche Fußbekleidung der Bauern, nicht in genügender Anzahl für alle vorhanden sind, damit alle sich beschuhen und der Arbeit nachgehen können, denn in diesem Gebirge ist es unmöglich, barfuß zu gehen, wie die Armen in der Ebene es tun können. Das Hauptnahrungsmittel der Bauern in Mirdita ist der Mais, wenige Familien jedoch ernten eine genügende Quantität von ihren Feldern, um damit ein ganzes Jahr zu reichen, die meisten sind gezwungen, auf den Basaren der benachbarten Städte Mais zu kaufen. Die Mittel hiezu sollte ihnen die Viehzucht bieten; aber auch mit dieser steht es recht schlecht, Ochsen und Kühe sind in geringer Zahl vorhanden, der Viehstand besteht zumeist in Schafen und Ziegen, ist aber kein so bedeutender, daß der Verkauf der Produkte einen größeren Geldbetrag abwerfen könnte; der produzierte Käse und ein Teil der Wolle muß für den Bedarf der Familie zurückbehalten werden, zum Verkaufe bleiben also nur die Lämmer und Zickel sowie der Rest der Wolle



und die Häute. An anderen Erwerbsquellen sind die Mirditen sehr arm; sie sammeln die Blätter und Zweige des in Mirdita überall vorkommenden Sumachstrauches, welche als Gerbestoff in den Handel kommen; die Gruppen von Mädchen und Frauen, welche man auf den von Mirdita nach Skutari führenden Wegen schwer beladen der Stadt zustreben sieht, tragen Säcke von diesem Sumach oder Holzkohlen und Brennholz zu Markt; für diese Last, die sie oft viele Stunden, ja selbst Tage weit herschleppen, erhalten sie einen verschwindend kleinen Betrag. Dieses Geld wird dann dazu verwendet, um Salz, Petroleum, Kaffee und wenn es reicht, auch noch Zucker zu kaufen.

Die Ernährung dieser armen Leute ist eine durchaus ungenügende; Maisbrot, Käse und andere Milchprodukte sind die hauptsächlichsten Nahrungsmittel und auch sie sind in vielen Häusern nicht immer in genügender Menge vorhanden; frisches Fleisch wird einige Male im Jahre bloß gegessen, im Winter gibt es getrocknetes Schweine- und Schaffleisch; an Festtagen werden vorwiegend Bohnen gegessen.

Diese große Armut unter der Bevölkerung hat in der Beschaffenheit des Landes keine genügende Begründung; obwohl Mirdita ein Bergland ist und keine Ebenen besitzt, ist es dennoch nicht unfruchtbares oder ertragsarmes Hochgebirge wie etwa die Täler der nordalbanischen Alpen. Eine Bevölkerung, die fleißig und ernst mit dem Ackerbau und der Viehzucht sich beschäftigen würde, arbeitsam wäre und außerdem noch Anleitung zum Fortschritt und zur Verbesserung ihrer Arbeitsmethoden erhalten würde, könnte in Mirdita eine erträgliche ökonomische Existenz ohne Armut und Not sich bereiten. Es sind drei Umstände, welche den derzeitigen desolaten Zustand verursachen: die Blutrache, die geringe Neigung der Bevölkerung zur Arbeit sowie ihre Unwissenheit und der niedrige Kulturgrad, auf welchem sie zurückgeblieben sind.

V. KAPITEL

DIE MALSIJA LESCHS UND KṢELA

Das untere Tal des Fandi von der Vereinigung der beiden Fandi bis zur Einmündung in den Mat hat eine Ausdehnung von beiläufig vier Stunden; die Talsohle wird von dem breiten Bette des Flusses eingenommen, das zum größeren Teile trocken daliegt, indem in normalen Zeiten ein schmales Rinnsal dem Flusse genügt; das mehr kiesige als steinige Flußbett dient als Kommunikation, man geht und reitet bequemer darin, obwohl das Wasser wiederholt gekreuzt werden muß, als auf den am Ufer führenden Pfaden. Die das Tal einrahmenden Berge steigen gleich vom Flußufer auf, nur hie und da ist zwischen ihrem Fuße und dem Wasser eine kleine Uferebene; am linken Ufer liegt der mäßig hohe Kulm Drvenit, über den ein von den Bewohnern des oberen Fanditales vielbegangener Weg aus Kṣela in die Küstenebene führt; dieser Weg wird auch von den Bewohnern von Matja genommen, um die Schlucht, welche der Matfluß in seinem Mittellaufe passiert, zu umgehen. Die Malissoren von Ksela, Bischkas, Selita und Matja,



welche die Küstenebene mit ihren Raubzügen brandschatzen, betrachten sich und ihre Beute an Vieh in Sicherheit, sobald sie den Kulm Drvenit hinansteigen.

Die Berge am rechten Ufer des Fandi steigen alle zu dem etwas entfernter liegenden Veljaberge empor, der für sie der Knotenpunkt ist. Die beiden massigen, steilwandigen Kuppen dieses Berges, zwischen welchen eine tiefe Einsattlung sich befindet, sind ein weithin sichtbares Wahrzeichen dieser Gegend; man erblickt ihre charakteristische Doppelgestalt vom Meere aus, von der Stadt Skutari sieht man die kahlen Steinmassen der beiden Kuppen im Sommer in allen Farbenschattierungen, im Winter in der blendend schimmernden Weiße ihrer Schneekappe erstrahlen.

Vom Veljaberge läuft nach Süden ein Bergrücken, der den Fandi bis zu seiner Mündung in den Mat begleitet und das Fandital vom Drin bei Alessio trennt; er führt den Namen Molungo, der sich vom lateinischen mons longus herleiten soll. Vom Veljaberge und diesem seinen Ausläufer fließen zwei bedeutendere Bäche zum Fandi hinab, die Reja und der Rubig.

Das untere Fandital sowie die rechte Seite des Mattales von der Fandimündung bis zum Austritte in die Ebene ist von vier kleineren Stämmen bewohnt, welche man unter dem Namen Malsija Leschs zusammenfaßt; es sind Krüezez, Bulgeri, Velja und Manatía. Der Bajrak Krüezez, der bloß 820 Seelen zählt, hat die rechte Talseite des Fandi vom Zusammenflusse seiner beiden Arme bis zum Rubigbache inne, seine Grenze mit Mirdita liegt beiläufig dort, wo die beiden Fandi sich vereinigen. Im Mündungswinkel des Rubigbaches in den Fandi erhebt sich ein felsiger Hügel, dessen Gipfel ein Franziskanerkloster mit einer Kirche trägt. Die Himmelfahrtskirche (albanisch Kischa Schelbumit) von Rubig birgt ein Werk, welches angesichts der Armut Albaniens an Kunstdenkmälern aus den vergangenen besseren Zeiten getrost ein künstlerisches Juwel für dieses Land genannt werden kann; es sind das die Fresken, mit denen die Apsis und ein Teil der Seitenwände der Kirche geschmückt sind. Die Apsis enthält oben eine Votivdarstellung der Erbauung der Kirche, ein Bischof oder infulierter Abt, der dem thronenden Heiland das Modell der Kirche überreicht, hinter dem Bischof ist eine mehrzeilige Inschrift, von welcher das folgende Bruchstück entziffert werden konnte:

PROTEGEDNE	d. i.	Protege Domine
IDIGNVM		indignum
FAMVLVMA		famulum A-
BATI INOCEN		bat: Inocen
TICVM o i b: FRA		t: cum oĩb: fra
'ERB: ECLESIE:		terb: ecclesie:
ANI DNI M C C°		an: Dni M CC
L° X° X° II		L XX II.

Wenn diese Lesung der Inschrift richtig ist, so wäre die Kirche im Jahre 1272 erbaut worden und ihr Erbauer wäre ein Abt Innozenz. Eine andere Lesung deutet die 6. Zeile der Inschrift als Terb(unensis) Eclesie und möchte in Anbetracht der Nähe des Namens Kulm Dervenit, den wie früher erwähnt ein Berg am jenseitigen Ufer des Fandi trägt, den ursprünglichen Namen des Klosters in dem Worte Terbuni suchen.

Die Fresken im mittleren Teile der Apsis stellen die Einsetzung des allerheiligsten Altarsakramentes dar, der unterste Teil enthält sieben Brustbilder von Kirchenvätern.

Auch der Triumphbogen der Apsis ist ausgemalt, im oberen Teile ist wahrscheinlich die Verkündigung und der mittlere Teil enthält auf jeder Seite je drei Apostelgestalten, welche die Fortsetzung und Komplettierung zu den im mittleren Teile der Apsis zu beiden Seiten der Einsetzung des allerheiligsten Altarsakramentes dargestellten sechs Aposteln bilden.

Diese Fresken sind eine wirklich wertvolle Malerei, insbesondere sind die Apostelgestalten sehr ausdrucksvolle und künstlerische Figuren.

Die Kirche von Rubig muß demnach als ein wertvolles Denkmal der Vergangenheit dieses Landes hochgehalten werden.

Das linke Ufer des Fandi, und zwar ebenfalls von der Vereinigung der beiden Bäche bis zu seiner Einmündung in den Mat, sowie auch sein rechtes Ufer vom Rubigbache abwärts bis an den Mat gehört dem Bajrak Bulgjeri. Es gibt Personen, welche diesen Stammesnamen mit den Bulgaren verknüpfen wollen und eine Annahme aufstellen, daß dieser albanische Stamm Reste der Bulgaren sei, welche unter dem Zaren Simeon in einem von 913—923 dauernden Kriege gegen die Byzantiner die Provinz Dyrrhachion und unter Zar Samuel um 986—989 auch die Stadt Dyrrhachion eroberten; ich glaube aber, daß es denn doch nicht angeht, nur auf Basis eines zufälligen Gleichlautes zweier Namen so weitgehende Schlüsse ziehen zu wollen; eigentlich besteht dieser Gleichlaut auch nur infolge der mangelhaften Aussprache des albanischen Namens durch die Fremden. Der Stamm heißt nämlich gar nicht Bulgari oder Bulgeri, sondern Buldscheri, mit einem ganz erweichten Palatallaute; dadurch werden alle diese Deduktionen hinfällig. Der Bajrak Buldscheri hat am rechten Fandiufer das am Bergabhange liegende Dorf Rasfiku und auf dem Bergabhange zum Matflusse das Dorf Berzana, am linken Fandiufer die Dörfer Kula Buldscherit und Fangu; die Pfarrkirche des Stammes liegt ganz an der Peripherie des Stammgebietes auf der rechtsseitigen Uferböschung über dem Wildbache Rubig.

Auf dem Berge Molungo, welcher sich zwischen dem Fanditale und der Küstenebene erhebt, liegen die etwas mehr als 100 betragenden Gehöfte des Bajrak Manatia; sie steigen bis in die Ebene ganz in die Nähe der Stadt Alessio hinab.

Am Gebirgsstocke des Veljaberges haben sich in den von ihm sich herabsenkenden Schluchten und Tälern die Dörfer des Bajrak Velja eingenistet; es sind Velja, Dschanschi, Lalmi, Katschinaras, Patalej und Reja; von ihrer Höhe beherrschen sie die Stadt Alessio und das Drintal. Obzwar



ich an einer früheren Stelle mich dagegen gewendet habe, daß dem gleichen Laute zweier Namen eine unberechtigte Bedeutung gegeben werde, möchte ich hier doch auf die Gleichheit dieses Stammesnamens mit dem Namen der Insel Velja im Golfe von Fiume hinweisen; es handelt sich nicht darum, irgendeine Hypothese hierauf aufzubauen, vielmehr könnte diese Namensgleichheit nur die schon zahlreiche Reihe jener Argumente vermehren, welche darauf hindeuten, daß eine gleichartige Bevölkerung — die Illyrier — an der ganzen Ostküste der Adria seßhaft war und daß derzeit bloß das heutige Albanien deren Rest beherbergt.

Zu dem Gebiete des Stammes Velja gehört das Tal des Baches Reja, welches in der Karte des Wiener militärgeographischen Institutes bisher nicht richtig dargestellt war; in dieser Karte ist die Reja als ein Zufluß des Dibribaches dargestellt, in Wirklichkeit ist sie aber ein Zufluß des Fandi und mündet in denselben etwas unterhalb des Zusammenflusses der beiden Fandibäche in der kleinen Talebene Fuscha Munas, welche zum Gebiete des Stammes Krüezez gehört und eine ergiebige Jagd auf Wildschweine bietet.

Die vier Bajrak der Malsia Leschs zählen zusammen bloß zirka 3000 Angehörige, welche sämtlich Katholiken sind; sie unterstehen in administrativer Beziehung dem Kajmakam in Alessio, haben sich aber eine ziemlich vollständige Autonomie bewahrt.

Am linken Ufer des Unterlaufes des Fandi liegt das Gebiet von Kṣela oder Ṣkela, wie abwechselnd der Name dieses Stammes lautet; es wird im Norden vom mirditischen Bajrak Oroschi, im Osten von Selita, im Westen vom Fandibache, im Süden vom Matflusse und vom Berge Kulm Dervenit, auf dem Kṣela mit dem Stamme Bulgjeri zusammenstößt, begrenzt. Es ist ein niedriges Hügelland, von den Bächen Zmija vogel, Zmija maze (die kleine und die große Zmija) und Schtreza durchflossen, die sich vereinigen und dem Fandi zufließen. Die Hügel sind erdig, nicht felsig, vielfach mit Wald bedeckt, die Bodenbeschaffenheit ist also für Ackerbau und Viehzucht günstig.

Kṣela begreift die Dörfer Kṣela eper, Kametz, Schtana, Rschejn, Schebe, Malaj, Proseku, Perlataj, Terasi, Lurṣi, Jezuli und einige kleinere Fraktionen; am Ufer des Matflusses liegt kein Dorf, da die Hügel so hart an den Fluß herantreten und steil zum Wasser abfallen, daß nicht einmal Raum für einen Weg bleibt; bloß gegenüber dem Dorfe Schtog des Bischkaschstammes ist auch am rechten Ufer eine kleine Ebene, Fuscha Sadschak; hier führt auch eine Furt durch den Matfluß, welche den Verkehr zwischen Kṣela und Bischkasch vermittelt. Kṣela zählt 2700 Einwohner, welche sämtlich Katholiken sind; sie sind in zwei Pfarren eingeteilt, die eine ist im Dorfe Kametz, die andere in Perlataj, im Dorfe Rschejn ist ebenfalls eine Kirche. Kṣela hat zwei Bajrakdare, der eine in Rschejn, der andere in Jezuli, und eine Anzahl kleinerer Häuptlinge. Die Leute dieses Stammes sowie jene von Selita stehen in enger Verbindung mit Mirdita, sie haben die gleichen Gewohnheiten und Sitten, die gleiche Tracht und zahlreiche Bande der Verschwägerung verbinden sie, da diese Stämme mit Vorliebe untereinander heiraten.



Die Darstellung des Kṣelagebietes auf den bisherigen Karten ist eine ganz verfehlte, das Gebiet besteht der Hauptsache nach in den Tälern der drei Bäche Zmija vogel, Zmija maẓe und Schtreza, die sich vereinigen und dem Fandi zufließen; die an früherer Stelle eingeschaltete Aufzählung der bedeutendsten Dörfer, welche die wirklichen und richtigen Namen enthält, läßt erkennen, wie unrichtig auch die topographische Beschreibung der Karten ist. Auch die östlich an Kṣela sich anschließenden Gegenden, nämlich die Täler des Ṣarpni und der Uraka, welche das Gebiet des Stammes Selita bilden, sind in den Karten unrichtig dargestellt; es wäre zu wünschen, daß das ganze Gebiet vom Fandi ostwärts bis zum Valmorgebirge, jenseits dessen das etwas schwieriger zu besuchende Gebiet von Lurja liegt, besucht werde und dann die Karten richtiggestellt werden möchten; die Bereisung der Stammgebiete von Kṣela und Selita ist nicht schwierig.

Das früher genannte Dorf Perlataj, welches eine Pfarrei ist, hat in der Geschichte Albaniens einen Platz als Heimat eines tapferen Verteidigers Albaniens gegen die türkische Eroberung, des Peter von Perlataj, eines Kampfgenossen und Generals Skanderbegs. Marinus Barletius, der zeitgenössische Historiograph Skanderbegs, sagt von Petrus Perlatus: «Er war in Emathia (d. i. Matia) ein Vorstand, den sie dort Protosyngel, wir aber Abt nennen, er führte ein sehr ehrbares Leben, besaß Gelehrsamkeit und Erfahrung und zu allen seinen sonstigen Tugenden gesellte sich noch die Tapferkeit»; dieser Petrus Perlatus war der Verteidiger der Stadt Svetigrad, welche im Jahre 1449 eine denkwürdige Belagerung durch Sultan Murad II. auszuhalten hatte.

Ein anderer dieses Namens, Johann von Perlataj, war ebenfalls ein Unteranführer Skanderbegs und gehörte zu jenen Tapferen, welche 1464 von den Türken gefangen und lebendig geschunden wurden.

Perlataj liegt sehr nahe an das jetzige Matia und außerdem wurde früher das ganze Gebiet von Kṣela zu Matia gerechnet, so daß darin kein Widerspruch liegt, wenn Barletius als Heimat des Peter von Perlataj Matia angibt.

VI. KAPITEL

DAS MATTAL

a) Matja

Die Landschaft Mat — oder Matja, wie der Name mit dem angefügten albanischen Artikel lautet — ist das Tal des Oberlaufes des gleichnamigen Flusses, welcher bei 41° 45' nördlicher Breite in das Adriatische Meer einmündet. Um die beiden in der nachfolgenden Darstellung unterschiedlich gebrauchten Namen Mat und Matja zu erklären, sei gleich hier bemerkt, daß in der albanischen Sprache auch Eigennamen den Artikel erhalten, welcher im Albanischen die Form eines Suffixes hat; Mat ist also der ein-



fache Name — Matja der Name mit Artikel, etwa «die Mat», wie man im Deutschen «die Fusch» sagt; nun sagen die Fremden auch «die Matja», was eigentlich unkorrekt ist, weil eine solche Bezeichnung zwei Artikel enthält, den deutschen und den albanischen.

Matja bildet das Durchzugsland zwischen der Küstenebene, welche von der Küste des Adriatischen Meeres sich bis Kroja und Tirana erstreckt, und dem Dibra genannten Tale des schwarzen Drin, welches das Zentrum der westlichen Hälfte der Balkanhalbinsel darstellt.

Die Einheimischen geben die Länge des Tales, welches den Namen Matja führt, mit 16 Stunden an; dabei wäre zu bemerken, daß diese 16 Stunden nicht von der Quelle des Matflusses gerechnet werden, weil dieselbe nicht zur Landschaft Mat gehört; die Landschaft Mat beginnt einige wenige Stunden von der Quelle des Matflusses entfernt.

Die Quelle des Matflusses liegt im Gemeindegebiete von Martanesch, welche Gemeinde zum Bezirke Elbassan gehört. Auf einem Berge oberhalb des Dorfes Martanesch liegt das Mausoleum eines sehr verehrten Oberen der Bektaschiderwische, Sultan Balim; diese Mausoleen werden Türbe genannt und neben dem Türbe befindet sich gewöhnlich die Zelle eines Derwisches, welcher dasselbe bewacht, am Abend eine Öllampe anzündet und die Pilger empfängt; diese Art Kloster heißt bei den Orientalen Teke.

Die nördliche Grenze der Landschaft Mat bildet auf dem linken Ufer des Matflusses der Bach Moknor, ein linksseitiger Zufluß des Mat, welcher Mat von dem Dorfgebiete von Bas trennt. Am rechten Ufer des Matflusses geht die Grenze vom Flusse auf einen markanten Tafelberg, der den Namen Deja führt, los, dessen symmetrische, auffallende Form weithin, so auch in Skutari, sichtbar ist; da an seinem Abhange das Dorf Matzukli liegt, wird dieser Berg Deja Matzuklit genannt; das Dorf Matzukli wird durch einen tief eingeschnittenen Wildbach von dem Gebiete des Stammes Selita getrennt.

Nach Westen und Osten bilden die Crêtes zweier Bergzüge die Grenzen von Matja. Der westliche Bergzug ist die Wasserscheide zwischen dem Matflusse und den Bächen Droja, Zeza, Terkusa und Ritschlata, welche in ostwestlichem Laufe von diesem Gebirge an den Städten Kroja und Tirana vorbei dem Adriatischen Meere zufließen. Über diesen Bergzug, welcher keinen einheitlichen Namen hat, führen die Saumwege von Matja nach Kroja und Tirana. Nach Kroja führen zwei Pässe, der nördliche, Tschafa Belekut, und der südliche, Tschafa Schtamit; den ersteren erreicht man auf einem Saumwege, welcher auf dem nördlichen Ufer eines Gebirgsbaches führt, der von dem Gebirge dem Matflusse zufließt und Lüsja Kamsijs genannt wird; der Abstieg auf der jenseitigen Seite führt in das Tal des Drojabaches. Der Weg zu dem südlicheren Passe Tschafa Schtamit führt über die Dörfer Franktza und Kamsija auf der südlichen Talseite der früher erwähnten Lüsja Kamsijs zur Paßhöhe, jenseits derselben steigt man dann in das Tal des Baches Zeza hinunter.

Noch weiter südlich befindet sich auf dem in Rede stehenden Bergzuge der Paß Tschafa Murizes, auf welchem der Saumweg von Matja nach Tirana das Gebirge übersetzt.



Der Gebirgszug auf der östlichen Talseite hat ebenfalls keinen einheitlichen Namen; seine Crête bildet die Wasserscheide zwischen dem Matflusse und dem Bassin des schwarzen Drin. Er ist bedeutend höher als der westliche Gebirgszug, im Monate Mai waren die Gipfel des letzteren ganz schneefrei, während im ersteren noch viel Schnee zu sehen war. Man unterscheidet vom Tale aus mehrere bedeutende Erhebungen in diesem Gebirgszuge, so den Valmor, ferner den schon erwähnten Tafelberg Deja Matzuklit, weiter südlich die von den Einheimischen landläufig als Alpenweide von Tschelaj und Alpenweide von Oloman bezeichneten Berge. Über diesen Bergzug führt der Paß Tschafa Murs, auf welchem der Saumweg aus dem nördlichen Matja nach Dibra im Tale des schwarzen Drin das Gebirge passiert; der Saumweg aus dem südlichen Teile passiert das Gebirge auf dem Passe Tschafa Bultschins.

Das Tal von Matja hat nur eine mäßig breite Ebene in der Talsohle, der übrige Teil der Talsohle ist mit niedrigen, erdigen Hügeln ausgefüllt, welche zum Teile mit Eichenbeständen bedeckt sind. In das weiche Erdreich dieser Hügel haben die Bäche, welche von den beiden Talwänden herabkommen, tiefe und steile Rinnen gerissen, in denen sie dem Matflusse zuströmen.

Der Mat ist ein schöner Gebirgsfluß mit einer sehr starken und manchmal sogar reißenden Strömung; in der ganzen Landschaft besteht nur eine einzige Brücke über den Fluß, und zwar im südlichen Teile bei dem Orte Kljose; sonst wird er auf einigen Furten durchwatet, zur Zeit der Schneeschmelze sind aber auch dieselben sehr tief und gefährlich. In ganz Matja gibt es weder einen Kahn noch ein Floß als Überfuhr über den Fluß. Der Mat erhält von beiden Seiten, von Westen und Osten, Zuflüsse; der nördlichste derselben auf der linken Seite ist der schon früher erwähnte Moknor, welcher die Grenze zwischen Matja und Basja bildet; weiter südlich folgt die Lüsja Kamsijs. Im Mat ist Lüsja die dialektische Bezeichnung für torrente; seinen Namen hat dieser Bach von dem Dorfe Kamsija, an dem er vorbeifließt; er entspringt zwischen den beiden Pässen Tschafa Belekut und Tschafa Schtamit und fließt in einem zirka fünf Stunden langen Tale in west-östlicher Richtung dem Mat zu. Zwei Stunden vor seiner Einmündung liegen am linken Ufer die Dörfer Grmanjt und Miza, am rechten Ufer Kamsija, Franktza, Schelbatr.

Ein südlicherer Zufluß des Mat ist die Lüsja Murizes, welche von dem gleichnamigen Passe herabkommt.

Auf der rechten Seite erhält der Matfluß die folgenden Zuflüsse: Uraka, welche von den Dörfern Preli und Matzukli herabkommt; Lüsja Lises, welche den Namen von dem Dorfe Lisa entlehnt, an welchem sie vorbeifließt und in deren Tale der Saumweg zum Passe Tschafa Murs läuft; Lüsja Kurdarejs, welche auch ihren Namen dem Dorfe Kurdarej entlehnt.

Die Landschaft Matja bildet in politischer Beziehung eine in sich abgeschlossene Individualität, die ziemlich selbständig auftritt. Sie ist jedoch in Unterabteilungen geteilt, welche mit einem türkischen Worte als «Semt», d. i. Region, bezeichnet werden; es sind ihrer vier: Zogolj, der nördlichste



Teil am rechten Matufer, Oloman und Tschelaj, der mittlere Teil an beiden Matufern und Boschitsch, der südliche Teil. Diese Semt sind Patrimonialgebiete von vier feudalen Herrenfamilien, diese Teilung ist daher eine politische und keine geographische. Der Ort, an welchem das Herrenhaus jeder dieser vier Familien, welches von den Einheimischen Saraj — der Palast — genannt wird, steht, kann gewissermaßen als Hauptort jeder Region angesehen werden. Das Saraj Zogoljit liegt auf einem Hügel — Kodra (alb. der Hügel) Zogoljit in der Nähe der Dörfer Burgajet und Lisa, beiläufig eine Stunde vom rechten Matufer entfernt. Es ist ein Komplex von drei größeren und mehreren kleineren Gebäuden, welche von einer schadhaften Mauer umgeben sind, so daß es eine entfernte Ähnlichkeit mit einer Burg nach unseren Begriffen aufweist.

Das Saraj Olomanit liegt im Dorfe Kurdarej, das Saraj Tschelajt beim Dorfe Paten, beide höchstens eine Stunde auseinander und zirka vier Stunden vom Saraj Zogoljit entfernt; der Hauptort des Semt Boschitsch ist Kljose.

Die Dörfer in Matja — denn eine Ansiedlung, die den Namen einer Stadt oder eines Fleckens verdienen würde, gibt es daselbst nicht — haben ein von dem Begriffe eines Dorfes, wie wir uns ihn machen, recht verschiedenes Aussehen. Sie bestehen durchaus nicht aus einer Gruppe von Gehöften, welche in einer Dorfstraße oder um einen Platz, aber immer in geringer Entfernung zusammenstehen; die einzelnen Gehöfte sind vielmehr jedes vom anderen auf mindestens 400 Schritte und meistens noch viel mehr entfernt, so daß so ein Dorfgebiet eine sehr weite Ausdehnung hat. Die wohlhabenden Familien bauen ihre Häuser in Form von Türmen, die man Kula nennt; sie haben zwei bis drei Stockwerke mit einer Höhe von häufig 12—15 *m* und viereckiger Form; auf jeder Front ist ein vorspringender, geschlossener Erker und zahlreiche Schießscharten; ich habe Mauern von 1 *m* Dicke gesehen. Diese Bauart hat ihren Grund in der Blutrache, welche in Matja noch sehr eingewurzelt ist, und den mit ihr verbundenen häufigen Überfällen. Der Anblick dieser in der Landschaft verstreuten zahlreichen Kula ist sehr pittoresk.

In vier Dörfern wird allwöchentlich ein Wochenmarkt abgehalten und diese Dörfer heißen Basar; man darf aber mit einem Basar in Matja nicht die Idee der im Orient üblichen Basare mit ihren engen Gassen und den zahlreichen offenen Buden verbinden; ein Basar in Matja ist ein großer, leerer Platz, auf dem die bewaffneten Bauern zusammenkommen und ihr Getreide und Vieh verkaufen; einige Krämer aus den Matja benachbarten Städten Kroja und Dibra halten dort Kaufbuden. Diese Basarorte sind Derjan und Lisa in Zogolj, Kamsija in Oloman und Kljose in Boschitsch.

Die Bevölkerung von Matja dürfte sich auf zirka 25000 Seelen belaufen: die Einheimischen geben eine weit höhere Zahl an, sie behaupten, daß Matja zwischen 5000—6000 Häuser, d. h. Hauskommunionen zähle, was einer Bevölkerungsziffer von 30000—36000 Seelen entsprechen würde. Die Bewohner von Matja sind reine Albanier, sämtlich Mohammedaner und ihrem Stande nach Bauern; außer den vier Beyfamilien, welche an der Spitze der vier «Semt» stehen, gibt es noch einige wenige wohlhabende Familien,



welche eigenen größeren Grundbesitz haben; das Gros der Bevölkerung ist jedoch arm und bearbeitet als Kolonen den Landbesitz der reicheren Familien. Die Matjaner zählen zu den Hochländern Albaniens, den sogenannten Malissoren, auch sie halten sich an das traditionelle Gewohnheitsrecht der Malissoren, welches in Familien- und privatrechtlichen Verhältnissen sowie auch in strafrechtlichen Angelegenheiten maßgebend ist.

Die Blutrache wird sehr strenge gehandhabt und Verzeihung und Aussöhnung tritt selten ein; diese fortwährenden Familienfehden behindern ungemein die Bevölkerung in der Arbeit und zwingen stets zahlreiche Personen, sich in ihren festen Häusern eingesperrt zu halten. Das Beispiel wird von den vier Beyfamilien gegeben, welche untereinander infolge Rivalität um Einfluß und Präponderanz mehr oder minder verfeindet sind. Die Familie Zogolj wird wohl als die vorherrschende anerkannt, innerhalb dieser Familie haben aber rivalisierende Linien zu öfteren Malen gegenseitig viel Blut vergossen. Die Familien Tschelaj und Oloman sind in heftiger Blutfeindschaft, da vor wenigen Jahren die erstere unter der zweiten ein wahres Massacre angerichtet hat, dem nebst drei bis vier Männern auch Frauen zum Opfer fielen.

Die Bekehrung der Matjaner zum Islam erfolgte vor zirka 250 Jahren, bis dahin waren sie katholisch. Auch jetzt sind sie laue Mohammedaner, die Moscheen sind wenig zahlreich und sehr armselige Gebäude. Die Ruinen der alten Kirchen werden von der Bevölkerung sehr respektiert und als eine heilige, nicht antastbare Stätte angesehen; man vermeidet, die Bäume zu fällen, welche um diese Ruinen gewachsen sind, so daß kleine Wäldchen um dieselben entstehen, an denen man das Vorhandensein solcher alter Kirchenruinen erkennt. Solche Ruinen bestehen beim Dorfe Burela am linken Matufer, beim Dorfe Ntzuj östlich vom Mat unterhalb des Berges von Matzukli und wahrscheinlich noch an anderen Orten. Dorfnamen wie Schliu (St. Elias), Schtiefàn (St. Stephan) weisen darauf hin, daß hier eine ursprünglich christliche Bevölkerung wohnt.

Die türkische Regierung hat Matja als ein Kajmakamlik in ihre Provinzorganisation eingefügt; zum Kajmakam (Bezirksvorstand) wird jedoch stets der von der Bevölkerung als ihr Chef angesehene erbliche Feudalherr aus der Familie Zogolj bestellt; derzeit ist es Dschemal Pascha, welcher in dieser Würde seinem Vater Dschelal Pascha nachfolgte. Außer dieser offiziellen Bezeichnung hat jedoch die türkische Verwaltung die Verhältnisse in Matja ganz so belassen, wie sie sich nach der türkischen Eroberung vor 400 Jahren herausgebildet haben; die mit der modernen Provinzorganisation zusammenhängenden Funktionen der staatlichen Verwaltung können in Matja nicht ausgeübt werden. Die Bevölkerung unterwirft sich nicht der Rekrutierung, sie zahlt nicht die modernen Staatssteuern; an ihrer Stelle sollte sie eine Pauschalabgabe von 62000 Piastern (12500 Franken) zahlen, welche auf alle Hauskommunionen verteilt wird, aber auch dieser Tribut kann nur teilweise hereingebracht werden. Die staatliche Justizverwaltung funktioniert ebenfalls nicht in Matja, sondern wie früher erwähnt, hält sich die Bevölkerung an ihr nationales Gewohnheitsrecht.

Die Sicherheitsverhältnisse in Matja sind, wie es bei der so starr gehandhabten Blutrache nicht anders sein kann, sehr prekäre; innerhalb der Landschaft genießt ihr Chef, der Pascha von Mat, einige Autorität, er kann jedoch nicht verhindern, daß die Matjaner in die angrenzenden Landschaften rauben gehen, besonders in die westlich gegen das Adriatische Meer zu liegenden Bezirke.

Die türkische Verwaltung rechnet als zu Matja gehörig auch den nordöstlich davon liegenden Stamm Lurja; geographisch und ethnographisch gehört derselbe jedoch zum Bassin des schwarzen Drin und zur Landschaft Dibra.

In Matja befinden sich einige für die Geschichte Albaniens interessante Stätten und Denkmäler. Am Wege vom Saraj Zogoljit nach Dibra liegt nächst dem Dorfe Foritz vor dem Passe Tschafa Murs eine Burgruine, welche im Volke Tschüteti Skanderbegut — die Burgruine Skanderbegs — genannt wird. Am Fuße des mäßigen Hügels, welcher die Ruine trägt, ist ein größeres Ruinenfeld, welches Varosch genannt wird. Die Burgruine besteht bloß aus einem Turme, das Ruinenfeld von Varosch scheint die Reste einer größeren Stadt zu enthalten.

Zirka drei Stunden von dieser Ruine ist das Dorf Schtjefàn, in welchem eine Sippe von zwölf Familien wohnt, die noch jetzt den Namen Kastriot trägt. Wir haben es hier offenbar mit einer Burg des albanischen Nationalhelden Georg Kastriota gen. Skanderbeg zu tun, welche vielleicht sein ursprünglicher Familienbesitz war.

Im Dorfe Schtjefàn befinden sich die Reste einer alten Kirche; es könnten dies die Reste der alten bischöflichen Residenz Stephanum sein, zu welcher ein infolge des Übertrittes der Bevölkerung zum Islam seither eingegangenes Bistum gleichen Namens gehörte.[1])

Bei dem Dorfe Kamsija auf dem Wege von Matja nach Kroja über die Tschafa Schtamit befindet sich nach Angabe der Einheimischen die Ruinenstätte einer ehemaligen Stadt.

Die Kirchenruine bei dem Dorfe Ntzuj soll auch von Interesse sein.

b) Bischkasch

Der mittlere Teil des Mattales, welcher die Strecke von der Einmündung des linksseitigen Zuflusses Moknor bis zum Austritte des Flusses in die Küstenebene begreift, ist ein sehr enges, stellenweise defiléartiges Tal. An beiden Ufern treten die Berge und Hügel hart an den Fluß, so daß kein Raum für Dörfer, Felder, ja nicht einmal für einen Weg bleibt; die Gehöfte und Kommunikationen liegen auf den Abhängen der Berge. Die Höhen, welche das rechte Ufer begleiten, sind bloß Hügel, ihre dem Mat zugekehrte Seite ist ganz öde und ohne Dörfer oder Gehöfte; dieselben liegen in den Seitentälern des Mattales, dem Uraka- und Fanditale. Am linken Matufer erhebt sich ein ganz ansehnlicher Bergzug; wie es in Albanien zumeist der

[1]) Vgl. Ippen, Denkmäler verschiedener Altersstufen in Albanien in wissensch. Mitteilungen aus Bosnien und der Herzegowina, X. Band, 1907, pag. 22.

(Gedr. 31. III. 1908.)



Fall ist, gibt es für denselben keinen Namen, der ihm in seiner Gänze zukommen würde, ein großer Teil desselben wird als Mali Bischkaschit — das Bischkaschgebirge — bezeichnet. Das ganze Gebirge dehnt sich von Ost nach West zirka zehn Stunden lang aus und endet in mehreren Verzweigungen in der Küstenebene; während auf seiner Nordseite der Mat fließt, wird es im Süden von zwei Tälern begrenzt, dem Tale der Lüsja Kamsijs, das von Westen nach Osten läuft, und dem Tale der Droja, das eine Richtung von Ost nach West hat. Ich habe dieses Gebirge sowohl auf der Nord- als auf der Südseite durchzogen; auf der ersteren geht der Weg, welcher aus der Küstenebene, die von den Gebirgsbauern Jalia genannt wird, in das Gebirge und weiter in die Landschaft Matja führt, auf der Südseite liegt eine der Verbindungen zwischen Kroja und Matja.

Der Abfall des Gebirges gegen die Küstenebene Jalia zu besteht aus einer Kette mäßig hoher Hügel, welche alle sehr gut bewaldet sind und auf mehreren Stellen den Übergang gestatten; der am häufigsten und auch von mir gewählte Übergang ist die Tschafa Djeri Selits, zu welcher man vom Dorfe Delbenischt, wo der katholische Erzbischof dieser Diözese residiert, in zirka einer Stunde hinansteigt; sie heißt nach dem Dorfe Selita, dessen ersten Häuser unterhalb des Passes liegen. Djer heißt im Albanischen «unbebautes Land» und da die Grundstücke auf dem Passe solches sind und dem Dorfe Selita als Weide dienen, so trägt der Paß hievon den Namen.

Von der Tschafa Djeri Selits steigt man in das Tal Kurbin hinab, welches ein linkes Seitental des Mattales ist und mehrere Stunden tief in das Gebirge in nord-südlicher Richtung hinaufzieht.

Die Berge auf der rechten Seite des Kurbintales sind bedeutend höher und es erfordert drei Stunden sehr mühsamen Kletterns, bis man ihre Spitzen erreicht hat. Oben auf ihrem Gipfel befinden sich einige sehr schöne Bergwiesen, Tschafa Flaka genannt, welche dem Dorfe Skuraj im Kurbintale als Bergweiden dienen; man hat von ihnen aus eine zwar beschränkte, aber hübsche Aussicht, die einen Teil des Dorfes Skuraj und des Mattales und in nördlicher Richtung den Weljaberg bei Alessio umfaßt.

Von der Tschafa Flak steigt man zwei Stunden lang einen ungemein steilen Abhang auf einem sehr schlechten Pfade, auf dem Reit- und Tragtiere nur langsam und mühsam fortkommen, hinab in eine enge Waldschlucht, auf deren Grund der Bach Lumnree dahinfließt. Still und verlassen, nicht einmal von weidendem Vieh belebt, liegt diese Schlucht da, dichter Wald bedeckt die Abhänge und undurchdringliches Gebüsch begleitet das Rinnsal des klar über Stein und Gerölle dahineilenden Wassers. Die Quelle des Baches ist weit oben im Gebirge, die Schlucht zieht sich also einige Stunden weit hinauf bis in die Nähe der Tschafa Belekut. Der Weg überschreitet den Bach Lumnree nicht weit vom Matflusse und klimmt am jenseitigen Abhange zuerst durch dichten Wald, dann durch Niederwald in mühsamen Windungen bis in die halbe Höhe des Berges; in der Schichtenlinie weitergehend, gelangt man nach beiläufig zwei Stunden auf den dem Mattale zugewendeten Abhang, auf welchem die Dörfer des Stammes Bischkasch oder Bschkasch liegen.



Der Blick von hier auf das Mattal ist ein sehr schöner und dabei ein heiterer; das Tal ist hier eine recht breite und flache Mulde, aus deren Grund Abschnitte des Flußlaufes erglänzen. Jenseits des Flusses überfliegt der Blick die Wellenlinien eines Hügellandes, das Gebiet von Kṣela, östlich desselben erhebt sich am Horizont die langgestreckte, massige Kuppe des Mali Schejnt von Oroschi, noch weiter nach Osten ist der Horizont von einer langen Kette schneebedeckter Berge begrenzt, der Walmor, die Deja Matzuklit und die Berge von Oloman und Tschelaj.

Der Abhang des Gebirges, auf welchem wir uns befinden, ist sanft gebölscht und bildet eine gegen drei Stunden lange, gegen den Fluß geneigte Terrasse, die mit ihrem östlichen Ende in die Talebene der Landschaft Matja übergeht. Auf dieser Terrasse liegen die Dörfer Stojan, Bischkasch, Brinjaj, Hotaj und Bas. Zwischen Bischkasch und Hotaj fließt ein Fluß, der sich in das weiche Erdreich der Terrasse ein tiefes Bett gegraben hat; auch er kommt von dem Bischkaschgebirge her, dessen waldige Gipfel im Hintergrunde aufsteigen. In Bischkasch liegt malerisch auf einem steilen, isolierten Hügel die Kirche und das Pfarrhaus; eine zweite Pfarre ist in Bas. Von Hotaj bis zu dem letzteren Dorfe ist die Terrasse eine Stunde lang ganz eben und mit Gras und Gebüschen bestanden, so daß man den Eindruck eines Parkes erhält. Unterhalb dieser Terrasse am Ufer des Matflusses ist die kleine Ebene Fuscha Schtogut mit dem gleichnamigen Dorfe Schtog.

Die Bewohner dieses lieblichen und auch fruchtbaren Striches sind der Stamm Bischkasch, welcher 2800 Seelen zählt; davon sind 900 mohammedanisch, die übrigen katholisch; die Mohammedaner sind bloß im Dorfe Bas, die demselben benachbarten Dörfer Karitza, Grmajt und Miẓa gehörten früher auch zu Bischkasch, jetzt sind sie aber bei Matja.

Unter den Leuten von Bischkasch gibt es viele sehr schlimme Räuber; diese Bauern lieben nicht die Arbeit, welche bei der Fruchtbarkeit ihres Gebietes ihnen einen bescheidenen Wohlstand sichern würde; außerdem finden diese verwegenen Charaktere in den Abenteuern und Wechselfällen des Räuberlebens eine große Verlockung und einen Reiz, über den sie die Gefahren und die Aussicht, bei diesen Streifzügen erschossen zu werden, vergessen. In den Sommermonaten unternehmen diese Gebirgsbauern nächtliche Streifzüge in die Ebenen von Kroja, Tirana und Durazzo, ja bis Kawaja, deren Objekt gewöhnlich das Vieh der Bauern in den Dörfern der Ebenen ist; Straßenräuber und Wegelagerer sind sie nicht. Das geraubte Vieh wird in das Gebirge davongetrieben und den Eigentümern gegen Lösegeld wieder zurückgegeben. Bischkasch und die benachbarten Gebirgsgegenden sind die Zufluchtsstätte für Leute aus der Stadt Kroja und der Ebene, welche durch irgendwelche Umstände gezwungen sind, ihre Heimat zu meiden und dann zumeist sich dem Räuberleben ergeben; infolge der albanischen Auffassung von Gastfreundschaft kann der Stamm sich solcher Leute nicht entledigen, die Missetaten, welche sie begehen, werden zum Teile dem sie beherbergenden Stamme zur Last gelegt und vermehren seinen schlechten Ruf.

Der Weg auf der Südseite des Bischkaschgebirges führt vom Mattale aus in dem Seitentale des Baches Lüsja Kamsijs in beiläufig fünf Stunden

(Gedr. 31. III. 1908.)



bis zur Tschafa Belekut, über welche man in das Tal der Droja hinuntersteigt. Man passiert die Dörfer Miẓa und Grmanjt, welche wie erwähnt jetzt zu Matja gehören, und dann sieht man kein Haus, keine Hirtenhütte, bis man die Gehöfte des Dorfes Schkreta erblickt; während fünf Stunden umfängt uns die Einsamkeit des Gebirges. Rasch ist man hoch über dem Bache und wandert auf dem Kamme des Gebirges, so daß sich bald dessen Nordseite, bald die Südseite dem Blicke darbietet. Das Auge taucht in vier Bachtäler, welche vom Kamme nach Norden auslaufen, sie gehören den Bächen Moknor, Bischkasch und Lumnree, welche wir auf der früheren Wanderung nahe ihrer Mündung in den Mat gekreuzt haben. Großstämmige Buchenwälder bedecken das Gebirge bis zu seinen Gipfeln. Nach Süden blickt man auf die rechte Talwand des Lüsja Kamsijs, auf welcher der Weg zur Tschafa Schtamit läuft, über welchen Paß man, das Dorf Tzusin passierend, ebenfalls nach Kroja gelangt. Auf der Tschafa Belekut hängt das Bischkaschgebirge mit der von Norden nach Süden ziehenden Bergkette zusammen, welche die Wasserscheide zwischen dem oberen Mattale und der adriatischen Küste bildet; über dieselbe führen außer der früher genannten Tschafa Schtamit noch die Pässe Tschafa Pajnes und Tschafa Murizes aus Matja in die Maltzija von Tirana und die Küstenebene; man nannte mir die Namen Maja Kavanji und Mali Trovul, welche zwei uns sichtbaren Gipfeln in dieser Bergkette beigelegt wurden.

Von der Tschafa Belekut, zu welcher ein letztes angestrengtes Klettern hinaufführt, steigt man durch Buchenwald eine Stunde bis zum Dorfe Schkreta im Drojatale hinab; hier liegt eine niedrige Wasserscheide zwischen dem Kurbintale und dem Drojatale, von welcher man einen hübschen Blick über den oberen Teil von Kurbin hat; auf der Wasserscheide steht ein zerfallenes türkisches Wachthaus, die Kula Vinjali, denn der Punkt ist eine beliebte Passage für Viehdiebe, welche in den Dörfern um die Stadt Kroja operieren und dann über Kurbin das Gebirge gewinnen. Der über Kroja aufsteigende charakteristische Tafelberg Sarisaldik zeigt jenseits der Droja seine Rückseite, bei der die Tafelform nicht so scharf ausgeprägt ist wie bei der Westseite. Um nach Kroja zu gelangen, wäre es am kürzesten, das Drojatal abwärts zu gehen, es bildet aber eine so enge Schlucht und der Weg führt hoch über dem Bache an dem beinahe senkrechten Felsenhange des linken Ufers, so daß nur die ihn gewohnten Einwohner von Schkreta ihn zu passieren sich getrauen, während andere diese Schlucht nach Norden umgehen. Von dem verfallenen Wachthause Kula Vinjali geht man auf dem westlichen Hange in einer Stunde bis zum Dorfe Mavrschetsch, dort betritt man die Schlucht Grüka Schkoses, durch welche in $1^1/_2$ Stunden das Dorf Bret im Drojatale und in weiteren drei Viertelstunden die Brücke über die Droja erreicht wird.

Das Tal, in welches die Grüka Schkoses übergeht, trennt das Dorf Bret von dem ihm gegenüber auf der jenseitigen Talwand liegenden kleinen Dorfe Sche Mrii (Sta. Maria), das durch einen starken Zypressenwald auffällt. Unter diesen den Bektaschi heiligen Bäumen birgt sich eine der interessantesten Kirchenruinen des Landes. (Vgl. Ippen, Alte Denkmäler in Albanien. Glasnik des bosn.-herzeg. Landesmuseums XII, 1900, p. 519.)



c) Das Urakatal und Selita

Die Uraka ist der erste größere Nebenfluß des Mat; sie fließt ihm auf der rechten Seite zu; sie kommt vom Valmorgebirge, welches das Bassin des Matflusses vom Drinbassin trennt und dessen östlicher Abhang dem Stamme Lurja gehört.

Das Tal der Uraka ist bisher geographisch gar nicht festgestellt worden, ebensowenig das Tal des westlich von der Uraka fließenden Baches Ṣarpni; östlich der Uraka befindet sich ein höchst interessanter Schlundfluß mit unterirdischem Laufe, die Schutreja; es existiert am Fuße des Walmorgebirges ein an die Erdoberfläche reichender Schacht, welcher den unterirdischen Lauf dieses Wassers zeigt; an einer von diesem Schachte entfernten Stelle, die bereits in Matia liegt, tritt es als starker Bach zutage, der sich mit der Uraka vereinigt.

Das Urakatal gehört zum Teile dem Stamme Selita, welcher mehrere Dörfer wie Lufaj und andere daselbst bewohnt. Im unteren Teile des Urakatales gehört das linke Ufer zu Matia; in seinem oberen Teile bildet ein tief eingeschnittener linksseitiger Zufluß der Uraka, der von der Deja Matzuklit herabkommt, die Grenze zwischen Selita und Matia. Das erste Dorf von Matia ist Prel, dann folgt Matzukli.

Selita hat 1500 katholische und 800 mohammedanische Einwohner; der Stamm grenzt im Norden an den mirditischen Bajrak Oroschi, im Westen an Kṣela, im Süden an Matja und im Osten an Lurja; ein nicht sehr hoher Übergang führt aus dem Urakatale in das zu Lurja gehörende Dorf Kreja, welches das Selita zunächst liegende Dorf und von der Pfarrkirche von Selita nur zirka vier Stunden entfernt ist. Die Leute von Selita sind bisher mit der Kultur und Zivilisation sehr wenig in Berührung gekommen, sie sind daher roh und gewalttätig geblieben und die Blutrache und Streitigkeiten zwischen den einzelnen Familien stehen hier in Blüte. Die Wohnhäuser sind meist sogenannte Kula, aus Stein gebaute feste Türme, die bloß Schießscharten und keine Fenster haben. Die in Händel verwickelten Familien bleiben oft wochenlang in ihren Kula eingeschlossen und von Zeit zu Zeit werden von einem Turme zum andern fleißig Schüsse gewechselt. Es ist begreiflich, daß Ackerbau und Viehzucht unter solchen Verhältnissen ungemein leiden und rückständig bleiben.

Der Ursprung des Urakatales ist in einer so bedeutenden Höhe, daß die Einsattlung, welche den Mali Schejnt von Oroschi mit dem Walmor verbindet, nur um weniges höher und ihre Überschreitung nicht besonders bemerkbar ist. Auf diesem Wege gelangt man in das Gebiet der Gemeinde Lurja, deren Wasserläufe bereits dem schwarzen Drin zuströmen. Die Gemeinde Lurja besteht aus fünf weit verzettelten Fraktionen: Gjuri, Lurja eper, wo sich die katholische Kirche befindet, Lurja poschter, Kreja und Sumaj. In Lurja vollzieht sich vor unseren Augen langsam, aber unaufhaltsam die Mohammedanisierung einer früher ganz katholischen Gemeinde; man findet hier Familien, in denen ein Bruder Katholik, der andere Mohamme-



daner ist; der hauptsächlichste Grund, warum die Leute von Lurja die katholische Religion verlassen, ist wohl der Umstand, daß sie von drei Seiten von Mohammedanern umringt sind, daß in Matja und Dibra, wohin sie administrativ gehören und auch wirtschaftlich hingravitieren, es nicht gerne gesehen wird, daß sie katholisch sind, und auf ihren Übertritt zum Islam hingearbeitet wird.

Am Unterlaufe des Baches von Lurja liegt die Gemeinde Retschi, welche bis in das Drintal reicht und eines der berüchtigtesten Räubernester Dibras ist.

Die Stämme Selita, Bischkasch und der westlich vom ersteren wohnende Stamm Kṣela oder Ṣkela werden von den Einheimischen mit dem gemeinsamen Namen «die drei Bajrak von Ochri wogel (Klein-Ochrida)» bezeichnet. Diese eigentümliche Bezeichnung kann nur die Erklärung erhalten, daß dieses Gebiet einstens von Ochrida dependierte; ganz Albanien gehörte nämlich nach der alten türkischen Provinzeinteilung zum Verwaltungsgebiete des in Monastir residierenden Rumili Walissi, des Statthalters von Rumelien; während derselbe den größeren Teil seiner Provinz durch andere, von ihm belehnte Pascha verwalten ließ, behielt er Ochrida und seine Dependenzen unter seiner unmittelbaren Verwaltung, welche er durch einen Kajmakam, d. i. Locumtenens, besorgen ließ. Offenbar gehörte auch Selita, Kṣela und Bischkasch zu diesem Verwaltungsgebiete, welches sich in ein Groß- und Klein-Ochri — die türkische Verunstaltung des Namens Ochrida — teilte. Selita nimmt den ersten Rang ein, dann folgt Kṣela und zuletzt Bischkasch. Nach der heutigen Organisation bilden die drei Bajrak eine Nahije, die ein Teil des Bezirkes Kroja ist und durch einen Mudir verwaltet werden soll. Faktisch haben aber diese drei Bajrak eine volle Autonomie bewahrt; sie zahlen keinerlei Steuern, bringen alle ihre Angelegenheiten judizieller oder administrativer Natur nicht vor die türkischen Behörden, sondern vor ihre Stammeschefs und ihre eigenen Schiedsrichter, welche nach dem hergebrachten Gewohnheitsrechte und nicht nach den türkischen Landesgesetzen entscheiden. Der Mudir, der Vertreter der Obrigkeit, hält sich nicht einmal im Gebiete der drei Bajråk auf, sondern entweder in Kroja oder im Dorfe Miloti in der Küstenebene, seine Autorität ist eine ganz nominelle und er kann nur dann irgendeinen Auftrag vollstrecken, wenn er die Zustimmung und die Mitwirkung des Stammeschefs zu gewinnen verstanden hat; die türkischen Behörden sind zufrieden, wenn keine größeren Ruhestörungen seitens dieser Hochländer vorkommen. Was an früherer Stelle über die Neigung der Bischkaschjaner zu Räubereien gesagt wurde, gilt auch für die Stämme von Selita und ganz insbesondere von Kṣela. Da Selita von der Küstenebene weiter entfernt ist, so assoziieren sich die dortigen Räuber mit ihren östlichen Nachbarn von Lurja und unternehmen ihre Raubzüge in die von Bulgaren bewohnten Dörfer jenseits des Drinflusses. Kṣela selbst stellt das Hauptkontingent der Räuber, welche die Küstenebene brandschatzen. Es wäre aber gefehlt zu glauben, daß sämtliche Leute dieser Stämme Räuber sind, es wird in allen drei Stämmen auf eine Gesamtbevölkerung von 7300 Seelen vielleicht 200 diesem Handwerke obliegende Individuen geben, die



Gesamtzahl des in der Ebene geraubten Viehs wird höchstens 600—800 Stück betragen, wovon das meiste Ziegen und Schafe und bei weitem weniger Rinder und Pferde sind; die Räubereien, welche die Leute von Ljuma und von Dibra im Gebiete des Schar- und Korabgebirges in den serbischen und bulgarischen Dörfern verüben, sind weit beträchtlicher und beziffern sich auf mehrere tausend Stück Schafe jährlich. Da jedoch die Beraubten in jenem Falle auch Albanier sind und vermöge ihres Charakters jedes Unrecht viel heftiger empfinden als die geduldigeren Slawen, so wird über diese geringeren Räubereien ein viel größerer Lärm geschlagen.

d) Kurbin

Das Tal Kurbin ist das letzte Seitental, welches vom Mittellaufe des Matflusses, und zwar auf der linken Seite vor dem Austritte des Flusses aus dem Gebirge in die Küstenebene so ziemlich in südlicher Richtung sich abzweigt. Es dürfte eine Länge von höchstens vier Stunden haben und wird von dem Bache Hurzasa durchflossen. Die linke Seite des Tales wird von einer mäßig hohen, gut bewaldeten Hügelkette gebildet, die das Tal von der Küstenebene trennt und von dem Flusse Droja im Süden in einem nicht unterbrochenen Zuge nach Norden bis an den Matfluß beim Dorfe Miloti zieht; man erreicht aus der Ebene in $1^1/_2$—2 Stunden den Kamm dieser Hügel, diese kurze Zeit für den Aufstieg zeigt also, wie wenig hoch sie sind. Die Karte des militärgeographischen Institutes gibt diesem Hügelzuge den Namen Mali Pulga, an Ort und Stelle ist er wenigstens nicht allgemein bekannt, er dürfte wohl nur einem Teile, etwa einem einzelnen Hügel zukommen, der sich über einer «Pulga» genannten Lokalität erhebt; die Bevölkerung in Albanien pflegt bei der geographischen Namensgebung den zunächst liegenden und beschränkten Teil eines Gebirges oder Flußlaufes vor Augen zu haben und ihm dann häufig den Namen ihrer dort liegenden Ansiedlung zu geben, der Berg von N. N., der Fluß von N. N.

Der Talanfang liegt auf der Wasserscheide zwischen dem Hurzasa und dem Drojabache in der Nähe des an dem letzteren Bache gelegenen Dorfes Schkreta; es ist da ein niedriger Übergang, auf welchem ein zerfallenes Wachthaus, die Kula Vinjalit, liegt, von hier nach Norden erstreckt sich das Kurbintal.

Die rechte östliche Talwand wird durch ein die linke Talwand hoch überragendes Gebirge gebildet, dessen Kamm erst durch einen mühseligen dreistündigen Aufstieg erklommen werden kann. Die steilen Hänge sind teils mit Gebüschen und Niederwald, teils aber auch mit einem richtigen, hochstämmigen Walde bestanden, die Gipfel tragen Bergwiesen, welche als Alpenweiden von den Dörfern des Tales bezogen werden; eine solche Alpe ist oberhalb der Kirche Schne Prenna die Tschafa Flak, über welche der Weg von Kurbin nach Bischkasch führt, eine wunderschöne Bergwiese, über deren dichten und elastischen Rasen man viel weicher und angenehmer schreitet als über einen Smyrnateppich; von dieser Alpe ist ein schöner Blick auf das Tal des Matflusses und über dasselhe hinweg zum Weljaberge.



Der bequemste Zugang in das Kurbintal ist der Weg aus der Küstenebene über das auf dem Abhange der Hügel gelegene kleine Dorf Delbenischti, in welchem der katholische Erzbischof der Diözese von Durazzo residiert. Der Weg übersteigt diese Hügelkette auf dem Passe Tschafa Djeri Selits, auf dessen jenseitiger Seite das zum Kurbintale gehörige Dorf Selita liegt.

Die Bevölkerung des Tales beträgt 550 Seelen, wovon 300 katholisch und 250 mohammedanisch sind. Die Dörfer des Tales sind die folgenden: im oberen Teile auf dem linken Talabhange Daula, unten in der Talsohle Lokapatsch und am rechten Talabhange Vinjali. In Daula ist die Ruine eines alten Schlosses; man gab mir einen Stein in Form und Größe einer Zitrone, welcher aus dieser Ruine stammen soll, und behauptete, daß viele solche Steine dort herumlägen; es dürften dies Steingeschosse sein, welche von einer Belagerung herrühren können, durch die dieses alte Schloß zerstört wurde. Wem aber gehörte es und wann wurde es zerstört? Waren es vielleicht die türkischen Heere, welche auf ihren Kriegszügen gegen Georg Kastriota und seine Stadt Kroja auch dieses Schloß im Kurbintale zerstörten? Die infolge des Mangels von zeitgenössischen Quellen so dunkle Geschichte Albaniens muß auch auf diese Fragen die Antwort schuldig bleiben.

Die Insassen des Dorfes Vinjali sind mohammedanischer Religion. Weiter talabwärts sind die Dörfer Selita hoch oben am linken Talabhange, unten am Bache Malibarz und Gjalata, am rechten Talhange die Pfarrkirche Schne Prenna. Dieses Selita wird, um es von dem Bajrak Selita im Urakatale zu unterscheiden, nach dem Bache Selita Hurzas oder Selita Ketsche (das schlechte, d. i. das arme Selita) genannt. Zwischen den Dörfern Malibarz und Gjalata ist der Bach mit einer Holzbrücke überbrückt. Die Talwand oberhalb des ersteren Dorfes ist von einem ansehnlichen Eichenwalde bedeckt, welcher sich bis gegen den Matfluß und auch auf den jenseitigen Hügelabhang ausdehnt. Dieser schöne Wald kann nicht verwertet werden, weil es an Wegen fehlt, auf denen das Holz aus dem Walde heraus und zu der nur wenige Stunden entfernten Meeresküste geschafft werden könnte.

Von der Brücke über den Hurzasbach steigt ein steiler Weg in zirka $1^1/_2$ Stunden zur Kirche Schne Prenna hinauf. Hier haben bis 1850 die katholischen Erzbischöfe von Durazzo residiert, in diesem abgelegenen und schwer zugänglichen, von Katholiken bewohnten Tale haben sie Zuflucht gesucht, als die türkische Invasion sie aus ihrer Residenz, der Stadt Durazzo, vertrieb und als die Bevölkerung der Küstenebene durch die Konversionen in Masse zum überwiegenden Teile mohammedanisch wurde.

Vor der türkischen Eroberung war in diesen Landen eine Reihe von Diözesen und Bischöfen, welche Suffragane des Erzbischofs von Durazzo waren; das Tal Kurbin gehörte höchst wahrscheinlich zur Diözese des Bischofs von Kroja, von welcher Stadt die Kirche Schne Prenna gegen sechs Stunden entfernt ist. Diese Suffraganbistümer gingen eines nach dem andern ein, indem die Bevölkerung ihrer Diözesen von der katholischen Religion zum Islam übergingen und bloß der erzbischöfliche Sitz des Metro-



politen blieb bestehen. Wann diese ihre Residenz in Durazzo verließen, ist nicht näher bekannt; Durazzo wurde im Jahre 1502 den Venezianern von den Türken weggenommen, doch erst im Anfange des 17. Jahrhunderts begannen die Türken einen stärkeren Druck auf die katholische Bevölkerung Albaniens auszuüben und in dieser Zeit dürften die Erzbischöfe sich in das Gebirge zurückgezogen haben. Ihre Anwesenheit in Kurbin bestärkte die Bevölkerung der umliegenden Gebirge in der Treue zum katholischen Glauben und darauf ist es zurückzuführen, daß Kurbin und die Stämme Kṣela, Bischkasch und Selita katholisch geblieben sind. Die türkischen Behörden geben auch jetzt noch dem katholischen Erzbischofe von Durazzo den Titel Bischof von Kurbin.

Die Kirche Schne Prenna steht in einem besonders hohen Ansehen bei der Bevölkerung, auch dem mohammedanischen Teile derselben, sie gilt als ein Gnadenort, an welchem von der Heiligen wundersame Heilungen ausgeübt werden; insbesonders Geistesgestörte werden Tage oder Nächte lang in der Kirche gelassen, um durch ein Wunder Genesung zu finden. Die Kirche ist von einer sonst bei den katholischen Kirchen in Albanien seltenen Größe und besitzt einen isoliert stehenden, viereckigen, plumpen Glockenturm; kein Anhaltspunkt erlaubt das Alter der Kirche zu präzisieren, nach dem Gesamteindrucke aber ist sie jedenfalls nach der türkischen Eroberung entstanden und nicht älter als vielleicht 200 Jahre; der Bau zeigt gar keinen ausgesprochenen Stil und ist ganz schmucklos. Unter den Kirchengeräten wäre ein Altarkreuz erwähnenswert, welches aus ehemals vergoldetem Silber verfertigt und mit figuralen Darstellungen verziert ist; die Arbeit ist eine handwerksmäßige und trägt den Charakter der in Ragusa von den dortigen Silberschmieden erzeugten Kirchengeräte; sie hat weder Inschrift noch Jahreszahl. Ein der Kirche gehöriges, angeblich laut der eingestickten Inschrift vom Papst Urban VIII. im 17. Jahrhundert geschenktes Meßkleid konnte ich nicht sehen, da es sich in der Verwahrung des Erzbischofs in dessen Hause im Dorfe Delbenischti befand.

Von der Terrasse, auf welcher die Kirche Schne Prenna und das Pfarrhaus liegen, hat man eine sehr genußvolle nnd abwechslungsreiche Aussicht; nach Süden folgt der Blick dem Tale bis zu seinem Abschlusse, nach Norden sieht man die Ausmündung des Tales in das Mattal und jenseits desselben hält die imposante Pyramide des Weljaberges bei Alessio den Blick fest.

In der Mündung des Hurzastales in das Mattal liegt zur rechten Seite auf einem Bergabsatze das Dorf Skuraj; zwei kleine Fraktionen dieses Dorfes, nämlich Feras und Skopet, liegen auf dem jenseitigen rechten Ufer des Mat; am Fuße des Berges, welcher Skuraj trägt, führt eine Furt, die nach dem von Skuraj an das Flußufer herunterführenden Steige Schkala Palamanit Wau Schkals genannt wird, durch den Matfluß auf das rechte Ufer; obwohl man den Mat oberhalb der Mündung des Fandi kreuzt, um derart eine geringere Wassermenge zu finden, ist diese Furt im Frühjahre und Herbst recht tief und manchmal auch unpassierbar. Da weit und breit keine Brücke und keine Fähre über den Mat führt, so ist der Verkehr auf diese Furt angewiesen.



Der Name des Dorfes Skuraj erinnert an den Namen Scuria, welcher in älteren Quellen als Name einer Landschaft in Albanien genannt wird. Die von Hopf veröffentlichten Aufzeichnungen des Don Giovanni Musachi Despoto d'Epiro aus dem Jahre 1510 zählen unter dem Besitze der Familie Topia auch die beiden Scuria auf; Barletius verlegt Scuria zwischen Tirana und Durazzo. Da nun das Zentrum des Besitzes der Topia Kroja war und Skuraj zirka acht Stunden von Kroja entfernt ist, so könnte das heutige Skuraj mit dem Kurbintale identisch sein mit der Landschaft Scuria des 15. Jahrhunderts.

Nach der Einmündung der beiden Seitentäler, des Fanditales und des Kurbintales, wird das Tal des Matflusses ein enges Defilé. Das breite Bett des Flusses, dem bei normalem Wasserstande ein nicht sehr breiter Kanal genügt, während im Frühjahre und im Spätherbst das Wasser bis an die beiderseitigen Uferböschungen sich ausdehnt, nimmt die ganze Sohle ein, es ist stellenweise von dichtem Gebüsch erfüllt, aus dem Gruppen hohen Schilfrohres hervorragen; das linke Ufer ist der steile, mit Wald bedeckte Abhang des Berges von Malibarz, das rechte Ufer, etwas weniger steil, bietet einigen verstreuten Gehöften des Bajrak Bulgjeri Raum. Auf beiden Ufern führen schwierige, eigentlich nur für Fußgänger bestimmte Pfade, die hoch über dem Flusse in den Abhang eingeschnitten sind; die Einheimischen bezeichnen den Weg am linken Ufer als Schkala Vinjolit, jenen am gegenüberliegenden Ufer als Schkala Plans. Endlich erweitert sich das Bild im vorderen Plane, das bisher bloß auf das Flußbett beschränkt war, die seitlichen Kulissen schieben sich auseinander und die grüne Küstenebene liegt vor uns als nicht zu breiter Streifen, jenseits dessen die lichte Meeresfläche der Adria schimmert. Zwischen den Dörfern Miloti und Plana betritt der ungestüme Sohn der Gebirge, der Matfluß, die Ebene, in der er, befreit von den ihn einengenden Bergfesseln, in launenhaften Krümmungen und Änderungen seinem Wasser immer neue Betten gräbt.

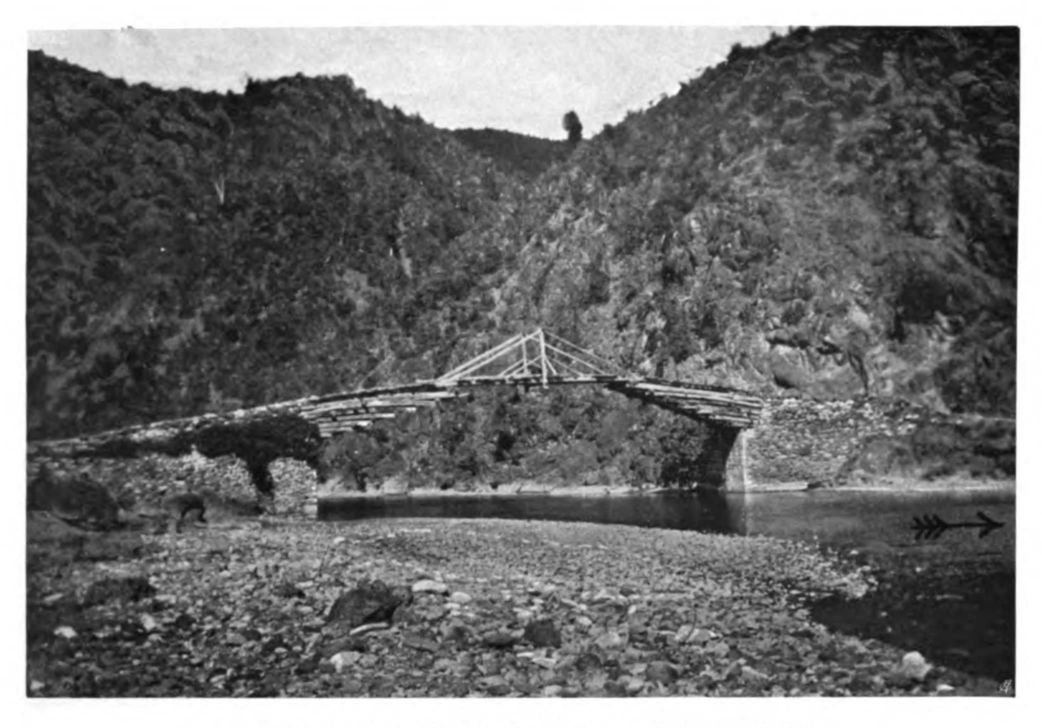
Das schwierige Defilé der Schkala Vinjolit und der Schkala Plans ist das einzige Tor zu all den zahlreichen Tälern, welche das Bassin des Matflusses bilden; wer nicht durch dieses Tor ziehen will, dem bleibt die Wahl, von den Städten Alessio oder Kroja aus auf schwierigen Gebirgsübergängen das Mattal zu erreichen. Dieser glücklichen Bodengestaltung verdanken es die Bewohner des ganzen Bassins, daß sie bis heute ihre uneingeschränkte Stammesfreiheit, ihre politischen und sozialen Einrichtungen so bewahren konnten, wie sie dieselben besaßen, als die anatolischen Eroberer vor 500 Jahren sich zu Herren dieses adriatischen Gestades machten. Leider finden nicht nur die Freiheit, sondern auch die schlechten Instinkte der Bevölkerung, die auf Räuberei und Brandschatzung der Ebene gerichtet sind, Schutz hinter dieser natürlichen Mauer.

Wenn auch die vorstehenden Darstellungen als bescheidener neuer Beitrag zur Erforschung dieser uns so nahen und dabei doch noch so ungenügend bekannten Gebiete auf der Bahn unserer Kenntnisse einen kleinen Schritt nach vorwärts bedeuten, so bleibt für unternehmende und aus-

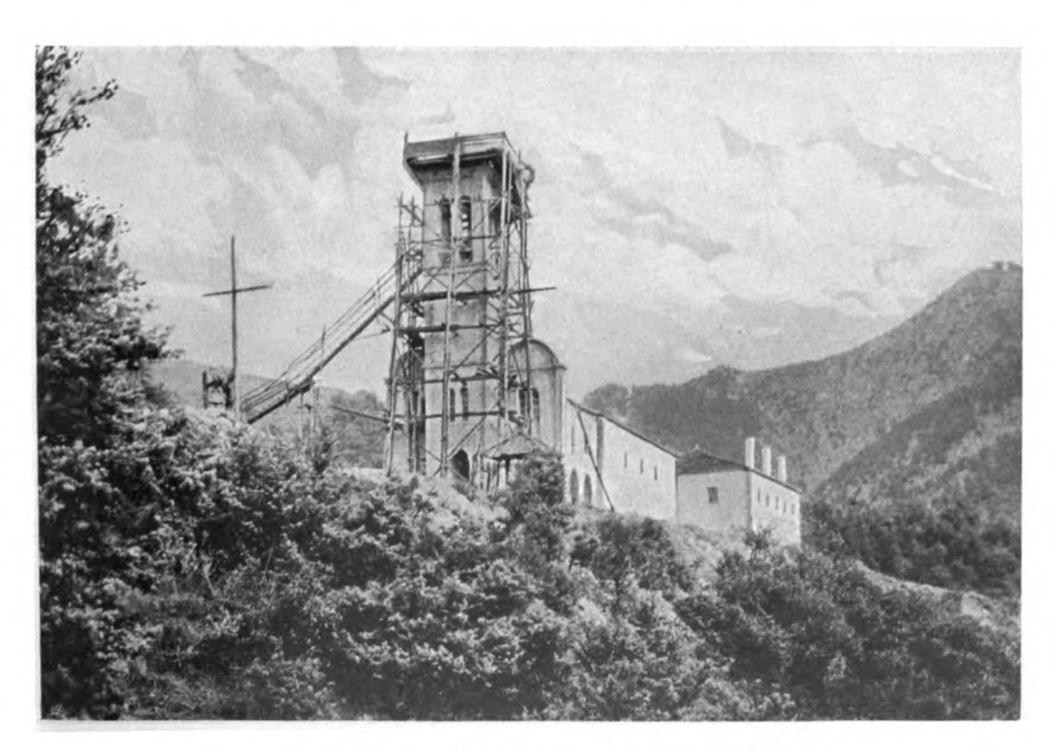


dauernde Reisende, welche die Mühen einer Reise in den Gebirgen Albaniens nicht scheuen, noch recht viel Arbeit übrig. Ich möchte als Gebiete, für welche eingehendere Beobachtungen und Erforschungen dringend notwendig sind, besonders zwei in dieser Arbeit einbezogene Gegenden bezeichnen; die eine ist das Valbonatal und das östlich an dasselbe sich anschließende Gebiet bis zum Bergmassiv des Bischtrik zwischen Prizren und Djakova; die zweite sind die Täler der Zmija und der Uraka, das Gebiet der Stämme von Kșela und Selita. Ich schließe mit der Hoffnung, daß diese Lücken unserer geographischen Kenntnisse über Albanien in Bälde ausgefüllt sein werden.





Brücke über den großen Fani «Vau mağ» beim Dorfe Pšćeš



Kathedrale und Residenz des Abtes der Mirditen



GEOMORPHOLOGISCHE STUDIEN

AUS DEM

NORWEGISCHEN HOCHGEBIRGE

VON

DR FRITZ MACHAČEK

MIT 11 TAFELN UND 1 KARTE

ABHANDLUNGEN

DER K. K. GEOGRAPHISCHEN GESELLSCHAFT IN WIEN

VII. BAND, 1908, N° 2

WIEN 1908

R. LECHNER (WILH. MÜLLER)

K. U. K. HOF- U. UNIVERSITÄTS-BUCHHANDLUNG



Druck von ADOLF HOLZHAUSEN in Wien
K. UND K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHDRUCKER



INHALT

TAFELN



Die geographische und geologische Erforschung der Berglandschaften des innern Norwegens reicht naturgemäß in keine ferne Vergangenheit zurück. Noch zu Beginn des 19. Jahrhunderts herrschte im Lande selbst vielfach die Vorstellung, daß ein einheitliches Gebirge, der Kjølen, wie ein Rückgrat die ganze Halbinsel durchziehe, und erst 1820 entdeckten Keilhau und Boeck die großartigen Gebirgslandschaften von Jotunheim. Als dann in den sechziger Jahren des vorigen Jahrhunderts die ersten geologischen Übersichtsreisen stattfanden, erkannte man sehr bald die außerordentlichen Schwierigkeiten, die in der Aufhellung der Stratigraphie und damit der Tektonik der norwegischen Gebirge gelegen sind und die auch heute noch keine allgemein geltende Lösung gefunden haben. Gegenüber diesen Fragen wurde die morphologische Betrachtung lange vernachlässigt. Man begnügte sich mit der Überzeugung, daß in dem norwegischen Hochgebirge ein sehr altes Massengebirge vorliege, das durch die zerstörenden Kräfte des Landes vielfach den Charakter einer Plateaulandschaft angenommen habe, und wandte seine Aufmerksamkeit namentlich den an der Westküste sich bietenden Problemen, dem Fjord- und Strandlinienproblem, zu. Da erfuhr die morphologische Forschung in Norwegen vom Auslande her in zweifacher Richtung neue Belebung. In den Alpen erwuchs die Erkenntnis, welch bedeutenden Einfluß die Eiszeit auf die Schaffung und Herausbildung der Hochgebirgsformen habe, und gerade in Norwegen gewann Ed. Richter,[1]) bisher ein Gegner der Lehre von der glazialen Erosion, die überzeugenden Beweise für die formenbildende Tätigkeit der eiszeitlichen Gletscher, die er sodann auch in den Alpen wiederfand. Aus Nordamerika aber kam die Lehre vom geographischen Zyklus der Oberflächenformen und bald mehrten sich auch in Europa die Beweise dafür, daß die heutigen Gebirge, und zwar auch geologisch junge Kettengebirge, ihre gegenwärtige Höhenlage nicht so sehr der in tangentialer Richtung wirkenden Faltung, sondern vertikalen Krustenbewegungen verdanken, die von der Faltung durch lange Zeiträume getrennt sein können und auch räumlich nicht an den Verlauf älterer tektonischer Leitlinien gebunden sein müssen. Es ist das Verdienst des Leiters der geologischen Landesanstalt Norwegens, Hans Reusch, diese Lehre, wenn auch nur in kurzen Andeutungen, auf das norwegische Hochgebirge zuerst an-

[1]) «Geomorphologische Beobachtungen aus Norwegen.» Sitzungsber. d. K. Akademie d. Wiss., mat.-nat. Kl., Bd. CV, Abt. I, Wien 1896, S. 147—189.



gewendet zu haben.[1]) Diese neuen Gesichtspunkte in der Auffassung der Hochgebirgsformen waren es auch, die mich zu der ersten Bereisung Norwegens im Sommer 1904 veranlaßten. Sie hielt sich größtenteils an die vielbesuchten Wege der Turistenwelt; aber der tiefere Einblick in das Innere des Gebirges von mancher beherrschenden Höhe lehrte neben der stets betonten großen Einheitlichkeit des Gepräges der norwegischen Gebirgswelt doch eine Reihe auffälliger Einzelerscheinungen kennen, deren näheres Studium eine lohnende Aufgabe versprach. Ihr war meine zweite Reise (Sommer 1906) gewidmet, die mich auch in manche weniger bekannte Teile des Gebirges führte. Aus der Erklärung der lokalen Verschiedenheiten hoffte ich zu einer befriedigenden Synthese der Oberflächengestaltung des ganzen Gebirges zu gelangen.

Studien, die auf einer zweimaligen Bereisung eines so ausgedehnten Gebietes beruhen, können nicht Einzelforschung bieten; zudem ist die einschlägige heimische als auch ausländische Literatur recht spärlich, die ziemlich reiche geologische Literatur hingegen für den vorliegenden Zweck wenig ergiebig. Diese Gründe mögen es entschuldigen, wenn in dem Bestreben, eine zusammenfassende Darstellung zu liefern, manches Bekannte wiederholt, manche neue Frage nur mit Wahrscheinlichkeitsargumenten der Lösung zuzuführen versucht wird.

I. DAS SKANDINAVISCHE GEBIRGE ALS GANZES

Die große Masse der skandinavischen Halbinsel zerfällt, von der im S. ihr angehängten kleinen Halbinsel Schonen abgesehen, in zwei tektonisch verschieden gestaltete Gebiete. Der flachere Osten ist ein Teil der skandinavisch-finnischen Tafel oder des baltischen Schildes, der, aus tief gefalteten archäischen Formationen aufgebaut, seine letzte Faltung in präkambrischer Zeit erfahren hat und seither nur von kambrischen und silurischen Schichten in transgredierender Lagerung überdeckt wurde; diese altpaläozoischen Ablagerungen liegen zumeist horizontal, sind aber von der Denudation größtenteils zerstört worden. Den westlichen Teil der Halbinsel bildet ein jüngeres Gebirgsland, über dessen Stratigraphie und Tektonik wir auch heute nur unvollkommen unterrichtet sind. Zunächst ist im äußersten Norden, den größten Teil von Finnmarken umfassend, ein Gebiet abzutrennen, bestehend aus Sandsteinen, Quarziten und Tonschiefern vielleicht kambro-silurischen Alters, das sich durch das Streichen seiner Schichten vom übrigen gebirgigen Teile der Halbinsel scharf sondert und nach der Auffassung von Tschernitscheff und Ramsay als ein Glied des timanischen Gebirgssystems anzusehen ist, das von Kanin über Kildin zur Nordspitze Europas herüberstreicht. Die Schichtfolge im westlichen Gebirgslande, vornehmlich in seinen zentralen

[1]) Norges geol. Undersøgelse, Aarbog for 1900, S. 124—217, ferner: «Vore Dale og Fjelde» (Naturen, Nr. 1—5, Bergen 1902, 51 S.) und Geogr. Zeitschr. IX, 1903, S. 425—435.



Teilen, läßt sich nach neueren Untersuchungen vielleicht folgendermaßen zusammenfassen: Über dem archäischen Grundgebirge, das den ganzen Westen und Süden Norwegens beherrscht, folgt gegen E. die ältere (präkambrische) Sparagmitformation, sodann Silurschichten in sehr verschiedener petrographischer Ausbildung und stark metamorphosiert; darüber lagern die jüngeren, wahrscheinlich devonischen Sparagmite und Sandsteine, in denen die meisten der jüngeren Eruptivgesteine vorkommen; hieher gehören die bekannten Porphyre von Kristiania und die vielfach in gneisartige Schiefer umgewandelten Gabbro, Diabase u. a. von Jotunheim. Noch kontroverser sind die Ansichten über die Tektonik dieses Gebirges.. Der bekannten Auffassung von Törnebohm, wonach den Hauptfaktor in der Struktur des ganzen Gebirges eine ungefähr in der Längsachse des Gebirges streichende großartige Überschiebung darstellt, die von W. her in einem Ausmaße von über 100 *km* gegen Ende der Faltungsperiode, also wohl erst in devonischer Zeit erfolgte und durch lange Perioden andauerte,[1]) steht gegenwärtig die Auffassung von Brøgger und Bjørlykke gegenüber, nach der zuerst in postsilurischer Zeit eine sehr komplizierte Faltung mit WNW.—ESE. oder fast W.—E.-Streichen und dann in devonischer oder postdevonischer Zeit eine abermalige Gebirgsbildung eintrat, deren Streichen nahezu senkrecht zum ersteren, nämlich NNE.—SSW. verläuft.[2])

Für eine geographische Betrachtungsweise bleiben diese Meinungsverschiedenheiten allerdings irrelevant. Es kommt für uns nur in Betracht, daß ein petrographisch sehr verschiedenartiges System von archäischen bis devonischen Schichten, durchbrochen von sehr mannigfachen und stark veränderten Eruptivgesteinen, wahrscheinlich mehrere, sehr komplizierte Stauungsprozesse erfahren hat, die aber noch vor Schluß der paläozoischen Ära abgeschlossen waren. Mit dem Devon endet also jedenfalls die Schichtfolge der norwegischen Gebirge und es ist kein Anhaltspunkt dafür vorhanden, daß seither je größere Teile des Landes von marinen Schichten überdeckt gewesen seien. Allerdings ist Fennoskandia noch zweimal an seinen Rändern von marinen Transgressionen berührt worden; die eine beweist das isolierte Vorkommen eines Fetzens von mittlerem Jura auf der kleinen Insel Andø in den Vesteraalen unter ca. 69° N.; die zweite betraf Schonen in der Rhät-, Lias- und Kreidezeit. Aber hier tragen diese Ablagerungen gegen N. litoralen Charakter und auch die Kohlen und Sandsteine von Andø können nicht weit von der Küste abgelagert worden sein.[3]) Es herrschten also auf dem weitaus überwiegenden Teile der skandinavischen Halbinsel in der ganzen mesozoischen und Tertiärzeit bis zur Gegenwart kontinentale Zustände und damit die zerstörenden Kräfte des Landes, wodurch die altpaläozoischen Sedimente, die einst wohl eine zusammenhängende Decke über das ganze Land bildeten, großenteils wieder abgetragen wurden; es

[1]) Vgl. u. a. C.-R. du congrès géol. internat., IX. session, II. Bd., S. 521 (Wien 1904).

[2]) Vgl. namentlich Bjørlykke, Det centrale Norges Fjeldbygning. Norges geol. Und., Nr. 39, Kristiania 1905 (mit englischem Resumé).

[3]) Allerdings meint Vogt, ohne Angabe näherer Gründe, daß diese Transgression größere Teile Norwegens betroffen habe (Norges geol. Und. 1903).



müssen aber spätere Prozesse tektonischer Natur, die nicht mehr in einer Zusammenstauung der Kruste bestanden, eingetreten sein, die dem Lande seine heutige Höhenlage gaben und die Verteilung seiner Höhenverhältnisse bedingten.

Einen ersten Hinweis auf derartige Vorgänge erhalten wir durch die Erkenntnis, daß die tektonische Zweiteilung der Halbinsel in den baltischen Schild im E. und das paläozoische Gebirge im W. sich nicht in einer analogen orographischen Gestaltung spiegelt. A. Helland hat als erster dadurch, daß er die Halbinsel in gleich große Quadrate zerlegte, eine Art von orographischem Gesetz in der Tatsache gefunden, daß, wo immer man die Halbinsel von W. nach E. quere, man in jedem Quadrat gegen E. hin eine größere mittlere Höhe findet als in dem vorangegangenen und daß von einer gewissen Linie an gegen E. wieder ebenso regelmäßig die Höhen abnehmen; und diese Linie größter Erhebung zeige sich völlig unabhängig vom geologischen Bau.[1]) Es besteht aber auch keine natürliche Grenze zwischen den beiden tektonischen Einheiten der Halbinsel; das norwegische Gebirge hebt sich nur selten durch einen deutlichen Fuß von der schwedischen Tafel hervor. Unmerklich gehen zumeist die beiden tektonisch verschiedenen Gebiete in einander über, wie die beigegebenen Profile zeigen mögen (vgl. Taf. XI, Fig. 1).

Wir gewinnen daraus ungefähr folgendes übersichtliches Bild der orographischen Gestaltung der Halbinsel: Von der Westküste steigt das Land allüberall mehr oder weniger rasch zu bedeutenden Höhen an und diese Höhenzunahme geschieht bis zu einer nahezu geradlinig verlaufenden Zone, die in ihrem nördlichsten Abschnitte, etwa bis zur Breite von Trondhjem ($63^1/_2{}^\circ$), der Küste ungefähr parallel streicht, sodann, dem gekrümmten Gesamtverlaufe der Küste entsprechend, mit dieser sehr spitze Winkel bildet und insgesamt die Richtung NNE.—SSW. innehält. Die Höhenverteilung längs dieser Zone ist derart, daß eine erste größere Anschwellung im äußersten Norden, in Schwedisch-Lappland, eintritt mit Höhen bis über 2100 *m*, dann gegen S. eine Höhenabnahme erfolgt, die ihren größten Betrag um Trondhjem erreicht, wo die quer durch die Halbinsel über Östersund nach Stockholm führende Eisenbahnlinie zwischen Höhen von unter 1500 *m* hindurchführt. Südlich davon schwillt die Zone der Maximalerhebungen zu den größten Höhen in den Gebirgen an den innersten Verzweigungen des Sognefjords an, die man als Storfjelde zusammenzufassen pflegt und in Jotunheim über 2500 *m* erreichen; auf Höhen über 2000 *m* hält sie sich noch ein gutes Stück weiter südlich, bis zum obern Ende des Hardangerfjords, um dann mit einer leichten Wendung gegen E. zuerst langsam, dann rascher zur südnorwegischen Küste abzusinken. Von dieser Zone der größten Höhen dacht sich das Land gegen E. sehr allmählich und ohne Unterbrechung bis zur schwedischen Ostküste ab, so zwar, daß in der Regel keine scharf hervortretende Linie

[1]) «Om fjeldenes høider og om Norges overflades naturlige beskaffenhed» (Turistforenings Aarbog for 1880, S. 1—87). Irrtümlich hat aber Helland die Verteilung der Höhen auf ungleich große Beträge der ersten Aufrichtung des Gebirges zurückgeführt.



das westliche Gebirgsland von der flach nach E. sich senkenden schwedischen Tafel trennt. Man erhält so im ganzen den Eindruck eines dachförmigen Blockes mit ungleichseitigen Abdachungen und deutlich erkennbarer, aber wellig verlaufender Firstlinie und es besteht eine völlige Unabhängigkeit der großen Züge der orographischen Gestaltung von der tektonischen Gliederung der Halbinsel.

Dieselbe Unabhängigkeit und Bedeutungslosigkeit der alten Strukturverhältnisse besteht aber auch gegenüber den großen morphologischen Zügen dieses Reliefs. Der herrschende Oberflächencharakter im südnorwegischen Gebirge ist der eines riesigen Plateaus mit sehr geringen Höhenunterschieden auf weiten Flächen. Nirgends treffen wir eine Anordnung der Höhen zu parallelen Zügen oder Ketten; wo immer man den Blick von einer beherrschenden Höhe über das Land schweifen läßt, überall scheint eine einzige ungeheuere Ebene durch das Gebirge hindurchzugehen, vor der alle Einzelheiten der vertikalen Gliederung zurücktreten, mag nun die einförmige Plateaufläche noch auf große Strecken hin erhalten oder durch reichlichere Zertalung in isolierte Berggruppen aufgelöst sein. Nur die tief eingeschnittenen Täler oder Fjorde bringen einige Orientierung in diese Regellosigkeit des Aussichtsbildes. Aber auch ihre Anordnung entspricht durchwegs den einfachen Zügen des orographischen Baues. Nirgends entwickeln sich langgedehnte Längstalfluchten oder ein regelmäßiger Wechsel von Längs- und Quertalstrecken; strahlenförmig gehen die Gewässer des Landes, die der Westseite in kürzerem Falle, die der Ost- und Südseite in längerem Laufe nach den begrenzenden Meeren. Diese Konstanz eines obersten Niveaus und die radiale Anordnung des Entwässerungssystems gilt für die Gebiete mit stark gestörtem Schichtbau ebenso wie für das Bereich der flacheren Lagerung der Schichten. Es ist also die heutige Landoberfläche Skandinaviens eine Denudationsfläche und wenn wir berücksichtigen, daß außerordentlich mächtige Schichtkomplexe in den sehr langen Zeiten der Tätigkeit der zerstörenden Kräfte fortgenommen worden sind, so erscheint die ganze skandinavische Landmasse als ein großes einheitliches Rumpfgebirge von keilförmiger Gestalt, dem die großen Züge seines Reliefs ohne Rücksicht auf die innere Struktur aufgeprägt worden sind.

Trotz dieses durchaus einheitlichen Gesamtcharakters lehrt eine nähere Betrachtung doch einen größeren Reichtum an Formentypen kennen, so daß die Frage nahe liegt, ob nicht die verschiedene Härte und Widerstandsfähigkeit der verschiedenen Gesteinsarten für die Verteilung der Höhen und die eventuell damit verbundenen Unterschiede der Formen von maßgebendem Einflusse geworden ist. Begreiflicherweise könnte dies nur von dem gebirgigen Westen der Halbinsel gelten; ich beschränke mich aber überdies hier sowie bei allen folgenden Betrachtungen auf das mir durch Autopsie bekannte Gebiet des eigentlichen Hochgebirges, das im Norden bis an die Senke von Trondhjem reicht und das ich im Osten durch die deutlich hervortretende Tiefenlinie begrenzen möchte, die durch die Eisenbahnlinie Kristiania—Trondhjem hervorgehoben, im Tale des Glommen, im Østerdal, aufwärts und über eine unmerkliche Talwasserscheide ins Guldal



und wieder ans Meer führt. Doch muß sofort bemerkt werden, daß dieser Linie keineswegs die Rolle einer natürlichen Scheidelinie zweier verschiedener physiogeographischer Gebiete zukommt, wie überhaupt jeder Versuch einer schärferen Gliederung des skandinavischen Gebirgslandes aussichtslos erscheint. Auch gegen S. fehlt dem zentralen norwegischen Hochgebirge jede deutliche Begrenzung durch Tiefenlinien; es geht unmerklich in die Mittelgebirgs- und Plateaulandschaften des südlichsten Norwegens über.

Die Verteilung der herrschenden Gesteinstypen im südlichen Norwegen ist nun eine derartige, daß ein unmittelbarer Einfluß ihres petrographischen Habitus und ihres Verhaltens gegen die Denudation auf Höhe und Form des Gebirges nicht zu erkennen ist.[1]) Im ganzen Süden und Nordwesten dieses Gebirgsabschnittes herrscht unbedingt das archäische Grundgebirge, vorwiegend Gneis vor; im Zentrum tritt eine mächtige Masse verhältnismäßig jüngerer Intrusivmassen, vor allem von Gabbro und Diabas, zutage, die das Hochgebirge von der Mündung des Vaage in den Laagen bis zu den innersten Verzweigungen des Hardangerfjordes zusammensetzt. Im Osten treten die Sparagmite neben härteren silurischen Quarziten und weicheren Schiefern gleichfalls silurischen Alters auf; ein geringeres Verbreitungsgebiet haben, in isolierten Vorkommnissen in den verschiedensten Teilen des Landes, die verschieden widerstandsfähigen devonischen Sparagmite und Sandsteine. Es ist nun begreiflich, daß bei diesem Vorwiegen kristallinischer Gesteine, teils solcher plutonischen Ursprungs, teils aus metamorphisch umgewandelten Schichtgesteinen hervorgegangener, der Grundton in der Physiognomie der Landschaft allenthalben ungefähr der gleiche sein wird. Wohl aber könnten die Höhenverhältnisse größerer Landstrecken durch die Beschaffenheit des Materials bedingt sein. Hiefür scheint namentlich die Verteilung der zumeist weniger widerstandsfähigen Silurschichten zu sprechen. Reusch hat besonderes Gewicht darauf gelegt, daß sowohl das als hydrographisches und in weiterer Folge auch als anthropogeographisches Attraktionszentrum dienende Becken von Kristiania, als auch die relativ tief gelegene Region um Trondhjem an das herrschende Auftreten von Silurschichten geknüpft sind, läßt es aber doch unentschieden, ob nicht auch tektonische Erscheinungen, nämlich Senkungsprozesse, einen ebenso wichtigen Anteil an der Anlage dieser tief gelegenen Gebiete haben.[2]) Die Umgebung von Kristiania ist nun tatsächlich ein Bruchgebiet,[3]) worauf auch das Auftreten der Porphyre und anderer Ergußgesteine hinweist; es scheint hier eine Grabensenkung vorzuliegen, die in der Fortsetzung des tief einschneidenden Skagerrak, der hier durch Bruchküsten begrenzt ist, weit nach N. bis an den Mjøsensee reicht. Diese Senkung mochte mehrere Erosionslinien angezogen haben, so daß sich hier eine tiefer gelegene Region erhielt, die aber doch nur eine unbedeutende Unterbrechung des allmählich nach SE. sich abdachenden Landes darstellt. Das Silurvorkommen von Trondhjem

[1]) Nach Bjørlykkes geologischer Übersichtskarte des südlichen Norwegens (s. o.).
[2]) Le relief de la Norvège, La Géographie V, 1902, S. 106.
[3]) Vgl. Brøgger, Nyt Magazin f. Naturvid. XXX, 1876.



fällt in die oben erwähnte walmartige Senkung der Zone der Maximalerhebungen, die aber keineswegs auf die Silurschichten beschränkt ist, sondern NE. von Trondhjem auch auf Gneis und Gabbro übergreift, so daß die relativ tiefe Lage dieser Gegend wohl weniger der geringen Widerstandsfähigkeit der Silurschichten zu danken, sondern eine Folge tektonischer Vorgänge, nämlich einer Senkung oder lokalen Einbiegung ist. Gegen die Abhängigkeit der Höhenverhältnisse von der Gesteinsbeschaffenheit spricht aber namentlich die Verteilung der Vorkommnisse des Grundgebirges: dieses setzt sowohl den überwiegenden Teil der südlichsten Mittelgebirgs- und Hügellandschaften, als den größten Teil des Hochgebirges zwischen Sundal- und Sognefjord zusammen, während anderseits der gewiß nicht widerstandsfähigere Gabbro die höchsten Teile des Gebirges, nämlich die massigen Erhebungen von Jotunheim, anderseits aber auch die anders gestalteten Höhen an den innersten Verzweigungen des Sognefjordes aufbaut. Schließlich bildet das ausgedehnte Gebiet der Sparagmite um Lillehammer, am Glommen und Laagen in keiner Weise eine Unterbrechung der großen Züge der Höhenverteilung. Es ist also nicht nur der physiognomische Charakter des norwegischen Gebirges ein durchaus einheitlicher, sondern es erfährt auch das Gesetz der Höhenverteilung durch das Auftreten verschiedener Gesteinstypen keine wesentlichen Änderungen. Dies schließt natürlich nicht aus, daß im einzelnen eine Anpassung der Erosionsvorgänge an die verschiedene Widerstandsfähigkeit der Gesteine vorkommt, daß Detailformen etwa im Gneis oder Gabbro anders ausgearbeitet sind als im Sandstein oder Schiefer, oder daß langgestreckte Talzüge sich an das Auftreten weicherer Schichten knüpfen.

Wenn also die Grundzüge des orographischen und morphologischen Baues der norwegischen Gebirge weder von der alten Struktur abhängig sind, noch von dem wechselnden Verhalten der Gesteine gegen die Abtragung alteriert werden, so müssen sie Prozessen ganz anderer Art ihre Entstehung verdanken. Da nun auf den höchsten Höhen des Landes Gesteine in stark metamorphosiertem Zustande vorkommen, die in diesen Zustand nur in großen Tiefen der Erdkruste gebracht worden sein können, da überhaupt alle die tektonischen Erscheinungen der Faltung, Überschiebung und Auswalzung, die nur solche der Tiefe sein können, heute in bedeutender Höhenlage vorkommen, so drängt sich folgende Erklärung für den gegenwärtigen Gesamtcharakter des Reliefs auf: die in paläozoischer Zeit gefalteten Gebirge erfuhren in dem langen Zeitraume der Wirksamkeit der subaërilen Denudation eine mehr oder weniger vollständige Einebnung zu einer Rumpffläche und wurden nachträglich durch vertikale Bewegungen der Erdkruste in die heutige Höhenlage gebracht. Diese Einebnungen und Hebungen haben wahrscheinlich nicht nur einmal, sondern, wofür zahlreiche Anzeichen sprechen, in mehrfacher Wiederholung stattgefunden; jedenfalls erfolgte aber die entscheidende Hebung nicht allseits gleichmäßig, sondern in Form einer großen Aufwölbung der Erdkruste, derart, daß sie sich längs einer NNE. bis SSW. streichenden Hebungsachse am stärksten äußerte. Diese Achse fällt aber in keine Niveaufläche, sondern senkt sich im südlichen Norwegen (süd-



lich von Trondhjem) nach N. und S., wodurch die heutige Verteilung der Höhenverhältnisse, namentlich die Lage des zentralen Hochgebirges zustande kam, ohne daß der wechselnde Gesteinscharakter diese Verteilung wesentlich zu ändern vermochte.

Noch bevor Einzelheiten über den tektonischen Bau der skandinavischen Gebirge bekannt waren, hielt Ed. Sueß[1]) die ganze Halbinsel für eine einzige ungleichförmige Falte von großer Amplitude, offenbar ausgehend von der in großen Zügen damals bereits bekannten Höhenverteilung. Wir brauchen statt des Wortes «Falte» nur «eine in vertikaler Richtung stattgehabte Aufwölbung» zu setzen, um den Satz von Sueß der modernen Auffassung der Gebirgsbildung anzupassen. Auch in der Frage der Trennung Norwegens von Schweden spielt das Vorkommen einer die ganze Halbinsel durchziehenden Achse der Maximalerhebungen eine große Rolle und sehr mit Recht wurde von schwedischer Seite darauf hingewiesen,[2]) daß diese Linie keineswegs mit der politischen Grenze zusammenfällt, sondern daß bedeutende Teile Norwegens, das sogenannte søndenfjeldske Norwegen, vor allem die Umgebung der Hauptstadt selbst, schon jenseits dieser als anökumenische Grenzzone bezeichneten Gebirgsmassen liegt.

Wenn nun petrographische Verschiedenheiten zur Erklärung der bei aller Einheitlichkeit des Stiles der norwegischen Gebirgslandschaft vorkommenden verschiedenen Formentypen nicht ausreichen, so können die denudierenden und erodierenden Kräfte selbst nicht überall in gleichem Sinne gewirkt haben. Es besteht im norwegischen Hochgebirge nicht bloß der stets hervorgehobene Gegensatz von Fjeld- und Fjordnatur, sondern eine sehr mannigfaltige Ausbildung der Hochgebirgsformen, zu deren Verständnis ein Versuch ihrer landschaftlichen und morphologischen Schilderung an der Hand typischer Beispiele hinüberleiten möge.

II. DIE FORMENTYPEN DES NORWEGISCHEN HOCHGEBIRGES

1. DIE GROSZEN UNVERGLETSCHERTEN FJELDFLÄCHEN

Von Lillehammer am Nordende des Mjøsensees, des größten Sees Norwegens, führt das breite Tal des Laagen durch eine freundliche Wald- und Seenlandschaft ohne jede Großartigkeit in das Innere des Gebirges. Kaum merklich steigt die Talsohle an und das 300 *km* von Kristiania entfernte Otta, am Zusammenflusse von Laagen und Otta und am Eingange des Gudbrandsdal gelegen, liegt erst 300 *m* über dem Meere. Stark verwildert schlängelt sich der Fluß durch den breiten Talboden, den er mit seinen Schottern zugeschüttet hat. Steil steigen die Gehänge an, deren Fuß von mächtigen Schutthalden verhüllt ist. Es liegt ein echtes Trogtal mit allen Kennzeichen glazialer Ausgestaltung vor. Auffallend aber und von den alpinen Verhältnissen abweichend ist der nahezu völlige Mangel an größeren Seitentälern. Auf viele Kilometer hin ziehen sich die Talwände ungegliedert

[1]) Entstehung der Alpen, S. 151.
[2]) Vgl. u. a. Kjellén in Geogr. Zeitschr. XI, 1905, S. 666.



wie geschlossene Mauern dahin und nur kleine Seitenbäche fallen, ohne sich bisher tiefere Furchen gegraben zu haben, oft in Wasserfällen zum Haupttal herab. Nach oben aber sind die Gehänge horizontal abgeschnitten, nirgends ist vom Talboden aus eine schärfer hervortretende Gipfelform sichtbar, nirgends öffnet sich ein Blick in das Innere der Landschaft. Das Bild verändert sich aber, sobald man, etwa oberhalb des Engpasses von Rosten bei Laurgaard, an der linken Trogwand gegen Høvringen emporsteigt. Gegenüber am rechten Gehänge läuft unterhalb des Jettafjeld (1680 *m*) eine breite Terrasse in ungefähr halber Höhe, also in etwa 1000 *m* Höhe dahin, der Schulter des alpinen Trogtales entsprechend. Aber die scharfen Hochgebirgsformen, die sich in den Alpen oberhalb der Schliffgrenze einstellen, fehlen hier gänzlich; denn von der Schulter steigt das Gehänge wieder sanft bis zur Gipfelregion an, deren runde, wellige Formen uns vergewissern, daß auch sie einst vom Eise überflossen und modelliert worden sind; und ebenso ungegliedert wie die Trogwand streichen auch die obern Gehängepartien, ohne Ansätze zur Karbildung, in großer Einförmigkeit dahin. Von der Beschaffenheit der Schulter überzeugen wir uns näher, sobald wir die Höhe der Høvringer Sæter erreicht haben. Der kleine Graben, der uns emporgeführt hat, mündet nach oben aus in eine weite Plateaufläche, die der Schulter des jenseitigen Gehänges entspricht. Sie bildet aber nicht bloß eine breite Terrasse, sondern sie ist hier die herrschende Oberflächenform, die eigentliche Fjeldfläche, der die anderen Detailformen untergeordnet sind. Als sumpfige, waldlose Fläche erstreckt sie sich weit vom Haupttale ins Innere des Gebirges hinein und über sie ragen als unbedeutende Überhöhungen runde flache Kuppen auf, wie Store Kuven (1520 *m*) oder Formokampen (1470 *m*). Der Blick von seiner Höhe zeigt uns aber, daß noch ein zweites Niveau, etwa 500—600 *m* über dem ersten, durch die ganze Landschaft hindurchzieht, das bald mit flachen Böschungen in das untere übergeht, bald mit schärferem Abfalle von diesem sich absetzt und in den Kammlinien der höheren Gipfel, wie des Jettafjeld, zum Ausdrucke kommt. Inselartig erhebt sich schließlich aus der eintönigen Landschaft die Gruppe der Rondane mit Gipfeln bis 2150 *m*. Auch ihr fehlen noch echt alpine Gipfelformen; wohl drängen sich zahlreiche gletscherfreie Kare in den Gebirgskörper hinein und in seiner Mitte liegt das glaziale Felsbecken des Rondevand, das die Gruppe in zwei Teile scheidet, von denen der höhere östliche schärfer akzentuierte Formen trägt. Aber diese Einzelheiten der Gliederung treten gegenüber dem allgemein herrschenden Plateaucharakter zurück und es bilden Rondane nur eine mäßige Überhöhung der eintönigen Fjeldflächen, in der eine verkümmerte Karerosion Gipfel von halbalpinem Charakter herausmodelliert hat. Es werden also vier Elemente für die Physiognomie dieser Landschaft bestimmend: die tiefen Trogtäler, zwei Niveaus in Höhen von rund 1000 und 1600 *m*, von denen das untere als breite Schulterfläche, das obere als das herrschende Gipfelniveau zum Ausdrucke kommen, und die aufgesetzten, bis über 2000 *m* hohen Berggruppen.

Der hier aus dem obern Gudbrandsdal geschilderte Landschaftscharakter kehrt in ausgedehnten Gebieten in den nördlichen, östlichen und südlichen



Teilen des südlichen Norwegens wieder. Er beherrscht vor allem das weite Dovrefjeld, eine der unwirtlichsten und unbekanntesten Gebirgsgegenden des südlichen Norwegens, die nur durch eine wichtigere Verkehrslinie, die aus dem Gudbrandsdal nach Trondhjem führende alte Königsstraße gekreuzt wird. Das Dovrefjeld steigt vom oberen Gudbrandsdal sehr allmählich gegen N. an, um dann steiler nach den zum Fjord von Trondhjem zusammenlaufenden Tälern sich zu senken; noch deutlicher als am obern Laagen kommt hier die untere Fjeldfläche als ein ödes, trümmerreiches und nur von spärlichem Birkengehölz belebtes Plateau von 900—1100 *m* mittlerer Höhe zur Geltung, über das zahllose kleine Felsbecken verteilt sind; es ist eine echte Glaziallandschaft, über die sich plumpe, oben plateauartig abgeschnittene Bergmassen, wie das Hundsjøfjeld, Storhø, Skærhø, Sæterfjeld u. a. mit Höhen von 1800—1900 *m* isoliert erheben und, den Rondane in Form und Höhe ähnlich, der gerundete Gipfel der Snehætta (2320 *m*), die nach N. zu einem vergletscherten Kar abstürzt.

Einem ähnlichen Landschaftstypus begegnen wir, wenn wir die prächtige Kunststraße vom Geirangerfjord zur Höhe des Djupvasvand (1000 *m*) emporgestiegen sind und uns jenseits der Paßhöhe im Tale der obersten Otta gegen Grotlid (870 *m*) wenden, der belebten Skydsstation, wo die Straße nach dem Strynvand und dem Nordfjord abzweigt. Doch fehlen hier auf der Höhe noch die tiefen Trogtäler; wir befinden uns in einem öden, weiten Fjeldtal mit flach ansteigenden Gehängen, ohne Nebentäler und Stufenbildung, aber von zahlreichen langgestreckten Talseen unterbrochen. Nirgends haftet der Blick an einer schärfer hervortretenden Bergform, er schweift über ein Bild von unendlicher Einsamkeit und Monotonie; erst bei Grotlid fesselt ihn die breite, überfirnte Masse des Skridulaupa, dessen oberste Gehängepartien durch mehrere breit geöffnete und vergletscherte Kare gegliedert sind.[1]) Auch die Höhenverhältnisse sind denen im obern Gudbrandsdal bei Laurgaard ganz analog. Im Niveau der breiten Schulterflächen verlaufen hier die Kanten der über die weite Talsohle nur mäßig hoch ansteigenden Gehänge, die gegen weite Plateauflächen von wenig über 1000 *m* Höhe absetzen, das untere Gipfelniveau tritt in den das Tal in größerer Entfernung überragenden Höhen hervor (Vuluegg 1750 *m*, Djupvasegg 1640 *m*, Grasdalsegg 1570 *m* u. a.) und ähnlich wie Rondane und Snehætta ragt hier Skridulaupen zu größerer Höhe über das Fjeld empor. Verfolgt man das Ottatal weiter abwärts, so stellt sich auch hier nach der Einmündung größerer Seitentäler die Trogform des Haupttales ein, aber darüber bleibt der Formenschatz der gleiche. Wie mit dem Messer gezogen läuft die Linie des Trograndes in 900—1000 *m*, beim Pollfos 300 *m* über der Talsole dahin, auch hier eine breite Schulterfläche begrenzend; über ihr steigen sanfte Grasgehänge zu mäßig über die Fjeldfläche aufragenden Höhen an und im südlichen Hintergrunde dominiert das ausgedehnte vergletscherte Plateau der

[1]) Vgl. die Schilderung der Landschaft bei E. Richter, «Aus Norwegen», Zeitschr. des D. u. Oe. Alpenvereins 1896, 1 ff.



Tveraadalskirken (2080 *m*), die hinüberleitet zu den ungeheuren Firnmassen des Jostedalsbræ.

Der im vorstehenden an Einzelfällen geschilderte landschaftliche Charakter ist aber überhaupt der im südlichen Norwegen am weitesten verbreitete. Namentlich trägt ihn alles Land südlich von Jotunheim und östlich der Fjordregionen der Westküste. Immer handelt es sich um weite, talarme Plateauflächen mit sehr geringen Höhenunterschieden, auf denen sich aber stets zwei Niveaus unschwer unterscheiden lassen, wobei hier im Süden, wie es scheint, das untere an Ausdehnung weitaus überwiegt. Auf der Paßhöhe, die aus dem südlichsten Jotunheim, aus der Umgebung des Bygdinsees, nach der Landschaft Slidre führt, öffnet sich solch eine typische südnorwegische Plateaulandschaft. Wieder erscheinen die langgestreckten, horizontal verlaufenden Kammlinien, zwischen den parallelen Tälern erstrecken sich weite, langsam mit der herrschenden Entwässerungsrichtung nach SE. sich senkende Plateauflächen, wie Mugnafjeld und Vennisfjeld mit ca. 1700 *m* Höhe. Darunter breitet sich ein tieferes Niveau, von baumlosen ebenen Flächen gebildet, aus, das in Slidre rund 1000 *m* hoch liegt und in das die breiten seenreichen Täler nur wenig tief eingesenkt sind. Zwischen Heggenæs und Fagernæs im Valdrestale begleiten auf einer 20 *km* langen Strecke geschlossene Gehänge ohne Seitengräben das Tal. Auf dem weiter westlich anschließenden Plateaustück zwischen Valdres- und Hallingdal ist der Charakter der Landschaft der gleiche, doch nehmen die absoluten Höhen gegen W. zu. Auch die Hemsedalsfjelde nördlich des Hallingdal sind ein solches ungegliedertes Plateau von 1300—1400 *m* Höhe, durchzogen von der Tallinie des Hemsedal und Mørkedal, öden Hochtälern, durch die die wichtige Verkehrsstraße von S. nach dem Lærdal führt und in der in 1155 *m* Höhe die unmerkliche versumpfte Wasserscheide zwischen dem Sognefjord und den Flüssen der Südküste liegt. Bjørbergnut und Suletind mit 1750 und 1770 *m* überragen nur als flache Kuppen, etwas schärfer ausgeprägt der Jukulsegg (1917 *m*) die Plateauhöhe. Weiter gegen W. folgt die ganz gleich geartete Fläche der Hardangervidda; wieder überwiegt das untere, von einer Unzahl von flachen Wannen durchsetzte, etwa 1300 *m* hohe Niveau, das Bereich der Sæterwirtschaft, und als Überreste einer älteren Topographie erhebt sich der langgestreckte ebenflächige Rücken des Hallingskarv (1960 *m*), eine weithin sichtbare Landmarke bildend, in seiner Nachbarschaft das etwas niedrigere Reinsfjeld, weiter südlich die vergletscherte Masse des Hardangerjøkel (1990 *m*), Storkavlen (1710 *m*), Blaaskabben (1770 *m*), lauter isoliert über die herrschende Plateaufläche aufragende tafelartige Bergmassen.[1])

So bilden die Plateauflächen des Dovrefjeld und der Langfjelde einen geschlossenen breiten Kranz rings um die im Hintergrunde des Sognefjords aufragenden Storfjelde und die westlichen Küstenlandschaften, in denen ein anderer, reicher gestalteter Gebirgstypus herrscht, der sich an den Fjorden selbst stellenweise zu einem echten Hochgebirgscharakter verschärft. Immer sehen wir in diesen Plateaulandschaften zwei Niveaus hervortreten, die

[1]) Vgl. dazu Reusch, N. Geol. Unders. 1900, Nr. 32, S. 132.



in einem Vertikalabstande von ungefähr 600 *m* durch das ganze Land sich hindurchziehen, wobei in der Regel das untere an Ausdehnung überwiegt, das obere durch die Höhen der plateauartigen Gipfel angedeutet ist. Stellenweise, namentlich im Norden, sind ihm noch höhere Einzelberge und -Gruppen mit Höhen über 2000 *m* aufgesetzt, während andere, zumeist gleichfalls isolierte Berge um einige hundert Meter unter dem obern Niveau zurückbleiben.

2. DIE GROSZEN VERGLETSCHERTEN PLATEAUS

Aus dem obersten Ottatale führt die Straße mit raschem Gefälle zu den innersten Verzweigungen der Nordfjords und damit an den Abfall der riesigen Gletschermasse des Jostedalsbræ (vgl. Taf. I). Schon die Massive des Skridulaupa und des Sikkedalsbræ tragen den Charakter großer, wenig gegliederter und überfirnter Plateaus, der nun im Jostefjeld (wie man nach dem Vorgange Ed. Richters das ganze vom Jostedalsbraæ überdeckte Fjeldstück nennen könnte) seine großartigste Entwicklung erfährt. Es bildet eine geschlossene Masse von 60—70 *km* Breite und etwa 100 *km* Länge in der Richtung NE—SW; tief drängen sich von S. die rechten Arme des Sognefjords, Fjærland- und Lysterfjord, das Tal des Veitestrandsvand und das Jostedal, von N. die Verzweigungen des Nordfjords mit dem Stryn-, Loën- und Oldenvand, von W. Stardal, Jølster- und Haukedal ein und gliedern von der Hauptmasse strahlenförmig verlaufende Plateaustücke ab. Haupt- und Nebenrücken sind überfirnt, so daß im ganzen eine Gletscherfläche von 943 km^2 besteht.[1]) Kaum irgendwo in Norwegen kommt der Gegensatz zwischen den tief eingeschnittenen Fjordtälern mit der charakteristischen Trogform und den hohen, unzerschnittenen und horizontal profilierten Fjeldflächen so deutlich zum Ausdrucke wie hier. Die Sohlen der großen Haupttäler steigen nur auf wenige hundert Meter an, an den Wänden der zirkusartigen Trogschlüsse fließen die zerklüfteten Eiszungen vom Plateaufirn herab; oben aber sind die glatt geschliffenen Trogwände geradlinig abgeschnitten und mit nahezu ungestörter Horizontalität verläuft der Rand des Plateaufirns in 1500—1600 *m* Höhe um das ganze Massiv herum (vgl. Taf. II). Über ihn gelangt man auf die Firnflächen hinauf, die nur unbedeutende Höhenunterschiede besitzen und sich, nur selten von aperen Felsinseln unterbrochen, in ihren mittleren Partien bis über 2000 *m* aufwölben; wie ein isolierter Turm ragt aus dem östlichen Teile des Gletschers der trümmerübersäte Lodalskaupa bis 2070 *m* hervor, eine Verwitterungsruine, deren Gipfel den Fuß an der Westseite um 370 *m* überragt und von hier aus leicht zugänglich ist, während sie gegen N. mit unnahbaren Wänden abstürzt.

Charakteristisch für das ganze Gebiet des Jostefjelds ist die außerordentliche Tiefe und Steilwandigkeit der Trogtäler. Man hat zuerst den Eindruck, als ob eine einzige ungegliederte Wand von der Höhe des Plateaurandes bis zur Talsohle sich herabsenke, als ob hier Schulter und Plateau-

[1]) Nach der Berechnung von Ed. Richter in «Die Gletscher Norwegens» (Geogr. Zeitschr. II, 1896, 311); zu etwas anderen Zahlen gelangte M Ebeling (Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin, 1905, S. 5 ff).



fläche zusammenfielen. In manchen Tälern, wie in dem von N. her einschneidenden Erdal, ist dies auch tatsächlich der Fall; in vielen Fällen aber zeigt sich bei näherer Betrachtung, namentlich beim Aufstiege auf das Firnplateau, diese Wand in zwei durch eine Knickung getrennte Partien zerlegt, von denen die untere mit scheinbar senkrechten Wänden zum Talboden abfällt, die obere zuerst schwächer geneigt ist, ohne aber eine Schulterfläche von mehr oder weniger großer Breite zu tragen, und dann erst wieder steiler zum Plateaurande ansteigt. Erst weiter fjordauswärts entwickelt sich dieser Gefällsbruch zu einer breiteren Terrasse; im innersten Teile des Nordfjords liegt dieser untere Trogrand etwa 800 *m* hoch und die Schulterfläche bildet hier das Algjelfjeld (860 *m*). Die stark schematisierende Amtskarte 1:200000 läßt diese Knickung nur selten mit genügender Deutlichkeit hervortreten.[1]) Ich möchte daher nicht anstehen, auch im Bereiche des Jostefjelds zwei Niveaus zu unterscheiden: ein unteres, das durch die Knickung in der Trogwand hervorgehoben ist, und etwa 600 *m* höher den um den ganzen Gebirgsstock in rund 1500—1600 *m* Höhe verlaufenden Plateaurand, in dem man wohl das Ausgehende der von der polsterartig gewölbten Firnmasse überdeckten Plateaufläche zu sehen hat, die, nach der großen Ebenheit des Firns zu schließen, gleichfalls nur geringe Höhenunterschiede und schwach wellige Formen zu haben scheint. Der Unterschied gegenüber den unvergletscherten Fjeldflächen von der Art des Dovrefjelds, die früher geschildert wurden, liegt also darin, daß das untere Niveau dort als breite Ebenheit, vielfach sogar als herrschende Fjeldfläche entwickelt ist, während es im Jostefjeld nur als vorspringendes Gesimse der Trogwand, gleichsam verkümmert erscheint und das obere Niveau die in der Landschaft dominierende Oberflächenform bildet. Da man aus der Höhe des Plateaurandes auf eine ungefähre Maximalmächtigkeit der Firnbedeckung von 300—400 *m* schließen darf,[2]) welchen Betrag man von der Höhe des Firnplateaus abzuziehen hat, um die Höhe des oberen Niveaus zu bekommen, so erhält man für dieses eine Höhe von 1600—1700 *m*; und in etwas geringerer Höhe liegen unmittelbar westlich vom Jostedalsbræ die größtenteils unvergletscherten, allseits scharf umrandeten Plateaustöcke, die den Bredheimsvand überragen (Botnfjeld 1570 *m*, Svenskenipa 1480 *m*, Raadfjeld, Skjorta); man gewinnt dadurch den Eindruck eines sehr schwachen Ansteigens des oberen Niveaus landeinwärts in das Gebiet der ausgedehnten Fjeldflächen im obersten Ottagebiet.

Der zweite große Plateaugletscher ist die Folgefonn, die das Fjeldstück bedeckt, das im W. vom eigentlichen Hardangerfjord, im E. vom Sørfjord, im S. vom Aakrefjord begrenzt ist und nur im N. mit dem Festlande zusammenhängt. Es ist eigentlich nur ein abgetrenntes Stück des aus-

[1]) Auch in vielen anderen Teilen des norwegischen Hochgebirges kehrt diese Form des Trogprofils wieder; ja es scheint überhaupt für die Trogtäler der Fjordregion charakteristisch zu sein. Ich komme bei Besprechung der glazialen Formen nochmals auf diese Erscheinung zurück.

[2]) Etwas mehr, 400—500 *m* nimmt M. Ebeling an (a. a. O., S. 14), ohne die Höhe des Plateaurandes anzugeben.



gedehnten Hardangerfjelds, von dem es durch den Sørfjord geschieden wird, dessen auffällig geradliniger Küstenverlauf wahrscheinlich mit Bruchlinien zusammenhängt. Die mittlere und ungegliederte Partie dieses Fjeldstückes ist von einem etwa 290 km^2 großen Plateaugletscher bedeckt, aus dessen sanft gewölbtem, oben durchaus ebenflächigem Firn ähnlich wie beim Jostedalsbræ zahlreiche Eiszungen in die kurzen, steilen Täler ausgepreßt werden. Auf den benachbarten gletscherfreien Fjeldmassen kehrt abermals, wie auf dem Jostefjeld, der Gegensatz zwischen den Tälern, die vom Meeresspiegel als glaziale Trogtäler tief in den Gebirgskörper einschneiden, wie Bondhus- und Jordal, zu den wenig tief eingesenkten und mit hohen und steilen Stufen in die Täler der ersten Gruppe mündenden Fjeldtälern wieder. Höhe und Beschaffenheit der Schulterfläche erkennt man besonders deutlich längs des Sørfjordes. Mit ungestörter Horizontalität verläuft die Kammlinie der den Fjord unmittelbar begrenzenden Höhen in etwa 600 *m* und dahinter erheben sich die Fjeldflächen zu viel bedeutenderen Höhen. Die Firnkappe der Folgefonn selbst steigt bis auf 1650 *m* an, nördlich davon bildet der gleichfalls vergletscherte, 1580 *m* hohe Thorsnut die obere Fjeldfläche; hingegen ist Saxeklep (1412 *m*) gletscherfrei, nur unbedeutend überfirnt auf der rechten Fjordseite, also weiter landeinwärts gelegen, Fresfond und Sælhæfond in 1400 *m* Höhe, so daß man bei Annahme einer ungefähren Mächtigkeit der Firnhaube von 200—300 *m* die Höhe der oberen Plateaufläche hier in rund 1400 *m* Höhe ansetzen könnte. Noch deutlicher sieht man die Übereinanderlagerung zweier Niveaus in der Umgebung des Eid- und Osefjords, der nördlichsten Verzweigungen des Hardangerfjords. Das tiefe Tal, in das der 100 *m* hohe Vøringfos herabstürzt, hat beiderseits breite und ebene, scharf abgeschnittene Schulterflächen, über die die haubenförmigen Fjeldmassen sanft ansteigen. Das Hotel Fosli steht auf einem breiten, einförmigen Plateau, auf dem man von den tiefen Tälern und Fällen nichts gewahrt, in 700 *m* Höhe und 650 *m* hoch liegt der Beginn des Vøringfos. Hier bildet die Schulterfläche, die sonst in der Fjordregion nur als mehr oder weniger breite Leiste entwickelt ist, bereits wieder die herrschende Oberflächenform, wie überhaupt auf der Hardangervidda, und als isolierte Erhebung überragt sie das plateauförmige, aussichtsreiche Gryttefjeld.

Die dritte große Gletschermasse ist das Aalfotbræ am Nordfjord, nur 40 *km* vom offenen Meere entfernt, mit Höhen vom 1300—1700 *m*; wegen der schwierigen Zugänglichkeit gehört es zu den unbekanntesten Teilen des norwegischen Hochgebirges. Es konnte auch von mir nicht besucht werden.

3. JOTUNHEIM

Im Herzen des norwegischen Hochgebirges liegt seine größte Massenerhebung, Jotunheim, das sich in seinem weitesten Umfange begrenzen läßt durch das Tal der Otta im N., ein Stück des Gudbrandsdal und das Tal der Vinstra im E., im S. durch die von den beiden großen Seen, Vinstra- und Bygdinvand erfüllte Tiefenlinie, im W. von den nördlichsten Verzweigungen des Sognefjords, Aardal- und Lysterfjord, von welch letzterem das



Fortundal nach N. führt und sich über eine flache Talwasserscheide mit dem Bøverdal verbindet, das bei Lom in das Ottatal mündet. Innerhalb dieser Begrenzung vereinigen sich aber sehr verschiedene Formentypen. Den ganzen Osten nehmen einförmige Fjeldmassen ein, ganz vom Charakter der im oberen Gudbrandsdal; im W. aber, nahe den oberen Enden der genannten Fjorde, entwickeln sich Landschaftsbilder mit echt alpinen Formen, wie sie dem überwiegenden Teile des norwegischen Hochgebirges fremd sind; wir werden sie später zu würdigen haben. Nur im zentralsten Teile von Jotunheim, in der Nachbarschaft seiner höchsten Gipfel Galdhøpig (2560 *m*) und Glittertind (2554 *m*), kommt der mit der Vorstellung dieses Namens gewöhnlich verknüpfte Landschaftscharakter zur Herrschaft. Es handelt sich hier um ein Gebirgsland ohne regelmäßige Anordnung der Kämme und Täler, um eine nach allen Richtungen tief durchfurchte und in isolierte Berggruppen aufgelöste Masse. Dabei nehmen die Gipfel nur selten hochalpine Formen an. Vorherrschend ist die rundliche Haubenform, wie sie auch den beiden höchsten Erhebungen zu eigen ist, oder es ragen einzelnstehend mäßig steile Pyramiden auf. Mantelförmig breiten sich über ihre Flanken zahlreiche, schwach geneigte Gehängegletscher, die nur durch niedrige Felsrippen voneinander getrennt sind. Die ganze Gruppe der Memurutinder gehört diesem Typus an. In anderen Fällen schaffen gletschererfüllte Kare etwas schärfere Formen; zumeist aber bleiben zwischen den Karen breite Gehängeflächen erhalten, wie bei den Uladals- und Semeltindern und der Heilstuguhø, und nur ganz vereinzelt ragen Gipfel mit dem ganzen Formenschatz der alpinen Szenerie empor, wie etwa der Knutshutstind, aber auch nur mit relativen Höhen von etwa 1300 *m*. So hervortretend im Landschaftsbild alle diese Gipfel und Gruppen auch sind, so sind sie doch nur einem großen, plumpen Gebirgssockel gleichsam aufgesetzt. In diesem erkennen wir aber wieder dieselbe Gliederung der Höhenverhältnisse, die wir bisher für das norwegische Hochgebirge charakteristisch fanden.

Steigt man von Røjshejm (550 *m*) an der Vereinigung von Bøver- und Visdal südwärts gegen den Galdhøpig empor, so befindet man sich bald bei den Raudbergsætern auf der Höhe der Schulterfläche des Trogtales in etwa 1100 *m*. Wie im Gudbrandsdal bildet sie auch hier nicht bloß eine schmale Terrasse oder Gehängeleiste, sondern ein durch das ganze Gebirgsland hindurchlaufendes, weite Flächen aufbauendes Niveau. Es erscheint in großer Breite am gegenüberliegenden Gehänge des Bøverdal, am Fuße der Sulhejmsstorhø und ihm sind hier die 1800—1900 *m* hohen Gipfel als flache Hauben aufgesetzt. In dem Winkel zwischen Bøver- und Leiradal bildet es eine weite, schwachwellige Fläche von 1050 *m* Höhe, in die zahlreiche flachufrige, kleine Seen eingebettet sind, und man kann es in ähnlicher Weise an den Gehängen aller Täler dieses nördlichen Abschnittes von Jotunheim und mit ihnen schwach ansteigend verfolgen. Alle die tief eingesenkten, steilwandigen und stufenförmig aufsteigenden Trogtäler, Bøver-, Leira-, Vis-, Vettidal u. a. werden in ihren obersten Verzweigungen flach und weit und verschmelzen untereinander über sumpfige oder geröllbedeckte Talwasserscheiden, sogenannte «Bande», in der Höhe der Schulterflächen, die sich in der



ganzen Gruppe zwischen 1100 und 1500 *m* bewegen. Sie werden zu Fjeldtälern nach Art des Tales von Grotlid.

Von den Raudbergsætern führt ein sanfter Anstieg über Moos- und Grashänge auf ein zweites Plateau, die Galdhø, in einer Höhe von 1900—2000 *m* (Juvvashütte 1914 *m*) (vgl. Taf. III). Das Auftreten dieser trümmerübersäten, auf viele Kilometer Erstreckung kaum merklich gewellten Flächen ungefähr in der Höhe der Schneegrenze gehört wohl zu den auffälligsten Merkmalen der Bergwelt von Jotunheim, der in den Alpen nichts Ähnliches an die Seite zu stellen ist. Aber sie ist hier, am Fuße des Galdhøpig, keinesfalls eine vereinzelte Erscheinung; man findet sie in einzelnen Stücken, oft nur als schmalen Plateaustreifen zwischen den Hochtälern überall im innern Jotunheim wieder. Im Visdal aufwärts liegt oberhalb Spiterstulen die plateauartig abgestutzte Skautshø (2050 *m*); von der Heilstuguhø zieht ein Sporn nach N., den gleichnamigen Gletscher an seinem linken Ufer begleitend und in 2100 *m* Höhe von einem scharfen Rande abgeschnitten. Die plateauförmigen Höhen zu beiden Seiten des Gokker- und Smaadal, Lauv Høerne, Smaadalshø und Hæranaasi, bewegen sich gleichfalls zwischen 1900 und 2050 *m* und Plateaustreifen in ungefähr gleicher Höhe verbinden die einzelnen Gipfel der Uladalstinder. Ihre Höhe nimmt im allgemeinen gegen das Innere des ganzen Gebirgskörpers, also in den hier genannten Tälern von N. nach S. zu und sinkt gegen E. ab.

Ganz ähnlichen Formen begegnen wir aber auch im südlichsten Teile von Jotunheim. Von Gjendesheim, am 970 *m* hoch gelegenen Gjendesee, der in ein seichtes, aber im N. von nahezu senkrechten Wänden überragtes Trogtal eingebettet ist, gelangt man auf eine 1100—1200 *m* hohe versumpfte Fläche, in deren Mitte die Leirungsmyre eingebettet sind, und gegenüber erblickt man am linken Ufer des Gjendesees das Veslefjeld, das diesen vom Besssee trennt, gleichfalls oben durch eine etwa 1800 *m* hohe horizontale Plateaufläche abgeschnitten; gegen E. erhebt sich die breite Masse der Heimdalshø, deren zahlreiche Kuppen in gleichem Niveau (1800—1830 *m*) durch kleine Gipfelplateaus gleichsam gekappt sind. Von den Leirungsmyre führt eine unmerkliche versumpfte Wasserscheide auf der Plateauhöhe hinüber nach dem Heimdalsvand; ein etwas steilerer Anstieg aber führt von ihr auf ein zweites Plateau, das sich in ca. 2000 *m* Höhe und vorwiegend schon schneebedeckt am Fuße der Steinflybræer dahinzieht. Allseitig gewahrt man hier sehr hoch gelegene Plateaustreifen, vielfach schon von den Zungenenden kleiner Gehängegletscher überdeckt, zwischen den Tälern vorspringen. Das untere Niveau erreicht seine größte Höhe mit 1400 *m*; erst auf der Wasserscheide zwischen Gjende- und Bygdinsee hat man den Eindruck der vollkommenen Ebenheit dieser Fläche. Alle Strauchvegetation ist verschwunden; man wandert auf einer eintönigen Fläche, der sogenannten Valdresfly, wo nur dürftiger Graswuchs gedeiht, Moränenblöcke von erstaunlicher Größe herumliegen und die nur von flachen Wannen unterbrochen ist, stundenlang dahin und steigt dann eben so allmählich, als man vom Gjendesee angestiegen ist, zum Bygdinsee (1062 *m*) herab, der die Hochgebirgswelt von Jotunheim gegen S. abschließt und sie von



den gletscherfreien, einförmigen Landschaften des südlichsten Norwegens trennt.

Somit läßt der Formenschatz des zentralen Jotunheim folgende Klassifikation zu: Über den Trogtälern liegt überall eine breit entwickelte Schulterfläche, die die einzelnen Berggruppen voneinander trennt und dabei gelegentlich weite ebene Flächen bildet, sich zwischen den Tälern hindurchzieht und sie durch Talwasserscheiden verbindet. Ihre Höhe steigt, ungefähr den jetzigen Entwässerungslinien folgend, allseits gegen das Zentrum des ganzen Gebirgsstockes an, von etwa 1100 *m* an seinen Rändern bis auf 1400 bis 1500 *m* auf den talscheidenden, versumpften Fjeldflächen. Über mäßig ansteigende Gehänge erreicht man sodann Reste eines höheren Niveaus, das sich in Höhen von 1800—2000 *m* bewegt. Es ist zumeist nur mehr in einzelnen Rücken, Spornen, Plateaustreifen oder in den Gipfelplateaus der niedrigeren Berge erhalten. Schließlich sind dieser idealen, durch das ganze Gebirgsland hindurchziehenden Hochebene Bergkuppen und Gipfel zu Gruppen vereinigt in den verschiedensten Stadien der Ausgestaltung regellos bis zu relativen Höhen von 600 *m* aufgesetzt. Das Gesetz der vertikalen Gliederung ist also dasselbe wie auf den großen Fjeldflächen der östlichen und südlichen Landschaften; aber ein wesentlicher Unterschied liegt in der Gipfelregion. Während dort die über die Hochebene aufragenden Gipfelgruppen eine Seltenheit sind und nur inselartig sich über sie erheben und diese selbst die auffälligste Oberflächenform bildet, beherrscht in Jotunheim die Gipfelregion die Physiognomie der Landschaft und verleiht ihr mit ihren plumpen, massigen Formen jenen Hochgebirgscharakter, der eine Art Zwischenstellung einnimmt zwischen den für das übrige südliche Norwegen eigentümlichen Plateaulandschaften und einer echten Hochgebirgsszenerie im Sinne unserer Alpen. Dazu kommt noch als unterscheidendes Moment, daß in Jotunheim alle Höhenstufen in größeren absoluten Höhen gelegen sind. Das oberste Denudationsniveau der Gipfel liegt in Jotunheim bei etwa 2500 *m*, also rund 300 *m* höher als auf den Plateauflächen des oberen Gudbrandsdal und dem Dovrefjeld, und um ungefähr die gleichen Beträge sinkt die obere Hochebene und das Niveau der Schulterfläche von Jotunheim gegen E. und N. ab. Die Unterschiede der vertikalen Gliederung Jotunheims gegenüber den großen Gletscherplateaus vom Typus des Jostefjeld liegen einmal darin, daß auf diesen die Gipfelregion nahezu völlig verschwunden ist und abermals die obere Plateaufläche den herrschenden Zug des Reliefs bildet; ferner darin, daß alle Höhenwerte von der zentralen Erhebung des Landes gegen W., nach der Küste hin absinken, und zwar um ungefähr gleiche Beträge als gegen E. auf gleiche Entfernungen, nämlich um etwa 300 *m* auf ca. 60 *km* in dem Profil Jostedalsbræ — Galdhøpig — Gudbrandsdal unterhalb Otta.

4. DIE HOCHALPINEN GEBIRGSGRUPPEN

Einen wesentlich anderen Formenschatz tragen diejenigen Gebirgsgruppen, die gleichsam als alpine Inseln mit all der Detailskulptur einer

(Gedr. X. 12. 1908)



echten Hochgebirgsszenerie inmitten der für die norwegischen Fjordgebiete charakteristischen Fjeldlandschaften vom Plateautypus auftreten, denen aber allen ihre Lage nahe den innersten Verzweigungen der Fjorde gemeinsam ist. Es sind das von N. nach S. die Gegenden am oberen Ende des Romdalsfjords, die Landschaften im mittleren Søndmøre zwischen Hjørund-,[1] Norangs- und Sunelvfjord und die westlichsten Teile von Jotunheim.

Kaum irgendwo in Norwegen vollzieht sich ein so rascher und durchgreifender Wechsel des Landschaftsbildes als längs der bekannten und wichtigen Route, die aus dem Gudbrandsdal in das Tal der Rauma und mit ihr zum Romsdalsfjord und an die Westküste nach Molde führt (vgl. Taf. IV—VI). Bei Lesjeværk liegt in 630 *m* Höhe die unmerkliche Wasserscheide zwischen dem Skagerrak, zu dem nach SE. der Laagen durch den Lesjekogensvand in das Gudbrandsdal strömt, und dem Atlantischen Ozean, dem die Rauma zufließt. Noch bis Ormeim (35 *km* westlich der Wasserscheide) bleibt der Charakter der Landschaft ungefähr der gleiche wie im Gudbrandsdal, doch die Talwände rücken näher aneinander, die Talsohle verschwindet und der Fluß strömt mit rascherem Gefälle dahin. Noch dominieren aber die plumpen, trotzigen Bergmassen; von den scheinbar senkrecht abstürzenden Trogwänden ziehen breite Schulterflächen schwach ansteigend in das Innere des Gebirges hinein bis zu den ebenflächigen Kämmen der aufgesetzten Erhebungen. Dann aber ändert sich das Bild rasch. An Stelle dieser breiten Massen treten Bergformen von kühner Wildheit und malerischer Schönheit, Straße und Fluß winden sich bei Horgheim durch den Engpaß zwischen den senkrecht aufstrebenden Wänden des Romsdalhorn (1556 *m*) und der Troldtinder (1832 *m*), und hat man schließlich in Næs den Fjord erreicht, so liegt in seinem Hintergrunde die Bergwelt des Romsdal und Isterdal ausgebreitet mit einem Reichtume und einer Mannigfaltigkeit der Formen, die sich trotz der geringen absoluten Höhen mit alpinen Landschaftsbildern wohl messen kann. Die zackigen Spitzen von Karitind, Bispen und Søsterne im linken Gehänge des Isterdal bilden die rechte Begrenzung des Bildes, zur Linken stehen die unvergleichlichen Formen der Vengetinder (1841 *m*) und des Romsdalshorn, den Kamm zwischen den beiden Trogtälern bilden im Hintergrunde Kongen (1528 *m*) und Droningen (1648 *m*), weiter nach vorne die phantastischen Zacken der Troldtinder und das Seggefjeld, wo das zwischen den Trogwänden erhalten gebliebene Fjeldstück von einem kleinen Plateaugletscher bedeckt ist. An den Wänden dieser Trogtäler wird man vergeblich die Gliederung durch eine Schulter suchen, deren Rand weiter oberhalb, namentlich zwischen Ormeim und Fladmark, so außerordentlich scharf hervortrat. In einer Flucht stürzen die Wände unnahbar und vollkommen glatt von der Gipfelregion bis zur Talsohle herab. Dringt man aber etwa vom Isfjord durch das Vengedal in das Herz dieser Gebirgsgruppe ein, so erscheint die Schulter sofort wieder und in ihrer Höhe liegen auch hier zwi-

[1]) Die Orthographie schwankt zwischen Jøring-, Hjørend- und Hjørundfjord; ich gebrauche die auf den neuesten Karten übliche.



schen den Gipfeln kleine, glazial ausgestaltete Hochflächen mit zahlreichen Felswannen. Die größte Überraschung aber bringt der Gipfel des Romsdalshorn selbst. Hat man ihn von SE. her, vom Kar des Vengedal, in nicht unschwieriger Wandkletterei erreicht, so steht man auf einem Gipfelplateau von etwa 1000 m^2, dessen vollkommene Ebenheit auffällig kontrastiert zu den allseits nahezu senkrecht abfallenden Wänden. Trogwand und Karwand stoßen hier nahe aneinander, aber sie sind nicht wie in den Alpen durch eine Gipfelpyramide, sondern durch ein ebenes Fjeldstück voneinander getrennt. Somit finden wir auch in dieser hochalpinen Bergwelt trotz der weitgehenden Auflösung der Formen die zwei Niveaus wieder, das untere in der Schulterfläche, die im oberen Romsdal rund 900—1000 *m* hoch liegt, das obere, allerdings nur mehr in spärlichen Resten, im Gipfelplateau des Romsdalshorn (wohl auch in dem Plateaugletscher des Seggefjeld) in 1550 *m* Höhe, dieses also etwas niedriger als auf dem in etwa gleicher Entfernung von der Haupterhebungsachse des Landes gelegenen Jostefjeld, die aber gleichfalls gegen N. an Höhe abnimmt. Über dieses obere Niveau erheben sich auch hier die höchsten Gipfel noch um etwa 300 *m*, aber es fehlt ein einheitliches Gipfelniveau und nahe benachbarte Gipfel wie die Zinken des Isterdals ragen sehr verschieden hoch über das Niveau des Gipfelplateaus auf.

Das Auftreten solcher kleiner Gipfelplateaus an allseits aus ihrer Umgebung herausgeschnittenen, isoliert dastehenden Bergen ist eine den Alpen, namentlich den Zentralalpen vollkommen fremde Erscheinung. Auch die Plateaus unserer großen Kalkmassive lassen sich damit nicht vergleichen. Am ehesten noch fühlt man sich dabei an einige Gipfel der Südtiroler Dolomite, etwa den Langkofel erinnert, wo gleichfalls die allseit steil abstürzenden Wände durch ein kleines Gipfelplateau, den Rest der alten Riffoberfläche, abgeschnitten werden.

Die Verbreitung alpiner Formen ist in der Umgebung des Romsdal beschränkt auf Berge von über 1400 *m* Höhe; die den Fjord umrahmenden niedrigeren Berge haben zumeist noch die plumpen, rundlichen Formen mit deutlich erkennbarer Schulter. Erst das Zusammenwirken von Trog- und Karerosion schafft eine schärfer akzentuierte, hochalpine Plastik und zudem befinden wir uns hier in einem Gebiete relativ reicher Zertalung. Alle die kleinen Seitentäler der großen Trogtäler enden mit prächtigen, sackartigen Talschlüssen und ihre Gehänge sind durch zahlreiche Kare gegliedert. So ist aus dem Gebirgskörper eine reich bewegte Szenerie herausmodelliert worden, von dem einst zusammenhängenden Niveau sind nur mehr kleine Reste in Form von Gipfelplateaus erhalten geblieben und es entstand eine Landschaft, die in schroffem Gegensatze zu den talarmen, eintönigen Fjeldflächen des Innern steht.

Den gleichen landschaftlichen Charakter, aber auf viel größerem Raume, treffen wir wieder in der Hochgebirgswelt von Søndmøre (vgl. Taf. VII u. VIII) und ähnlich wie am Romsdalsfjord vollzieht sich auch hier ein allmählicher Übergang einerseits von den einfachen Berggestalten der Außenküste gegen E., anderseits von dem Bereiche der ausgedehnten Fjeldstücke östlich des Geirangerfjords gegen W. zu den innersten Verzweigungen der Fjorde. Mehrfach beobachtet man schon auf der Fahrt durch den Storfjord, südöstlich von Aalesund, Ansätze zur Karbildung. Selbst bei Gipfeln unter 1000 *m*, wie dem Strøms-



horn im Hintergrunde des Søkelvenfjords, fehlt es nicht an scharf zulaufenden Graten und kleinen aufgesetzten Grattürmen. Offenbar ist hier die Karerosion der Eiszeit und der frühesten Etappen der Postglazialzeit vorzeitig durch das Emporrücken der Schneegrenze und das Schwinden der Vergletscherung abgebrochen worden und hat es nur bis zur Schaffung von Übergangsformen von Hoch- und Mittelgebirge gebracht, wie wir sie in den östlichen Zentralalpen in Höhen von etwa 2500 *m* finden. Ungefähr dieselbe Höhendifferenz, nämlich rund 1500 *m*, ist auch die Differenz der gegenwärtigen Schneegrenzenhöhen in den östlichen Alpen und diesen Teilen der norwegischen Westküste. Erst wo am Ausgange des Hjørundfjords bei Berghöhen von über 1300 *m*, wie beim Jønshorn und Skopshorn, echte Kare entwickelt sind, treten auch alpine Formen auf und man gewinnt den Eindruck, daß unzerteilte Bergmassen durch die Karerosion ihren Plateaucharakter eingebüßt und die Formen des Hochgebirges angenommen haben.

Auffallenderweise aber fehlen diese den Bergen am Nordalsfjord, am Sunelvfjord und namentlich an dem von diesem nach E. abzweigenden Geirangerfjord. Wieder herrscht hier der Gipfeltypus, den wir in oberen Romsdal kennen gelernt haben; über den steilen Trogwänden folgen sofort mäßig ansteigende Flächen, die oben nahezu horizontal abgeschnitten sind, Kare fehlen nahezu völlig und das bei Höhen von über 1500 *m*. Es scheint hier die Schneegrenze landeinwärts sehr rasch anzusteigen und auch in diluvialer Zeit angestiegen zu sein, so daß die Karbildung unterblieb, während die nur 50 *km* weiter westlich gelegenen gleich hohen und sogar niedrigeren Berge am Ausgange des Hjørundfjords durch sie ihren Hochgebirgscharakter erhielten. Tatsächlich wird, je weiter man den großartigen Geirangerfjord aufwärts fährt, der echtnorwegische Plateautypus immer deutlicher; am oberen Sunelvfjord sind gleichsam Zwischenglieder zwischen den beiden Typen entwickelt (Blaafjeld, Sæternibba) mit deutlicher individualisierten Gipfeln und Ansätzen zur Hörnerbildung, aber ohne rezente Vergletscherung, während die gleich hohen Berge am Hjørundfjord noch kleine Kargletscher tragen. (Auf die Einzelheiten der Karbildung kommen wir später noch zurück.)

Von Hellesylt am Sunelvfjord führt die Straße durch das Nibbedal in das Innere der Hochgebirgswelt von Søndmøre. Diese Linie, in der der nur 350 *m* hohe Übergang vom Sunelv- zum Norangsfjord gelegen ist, bietet eines der großartigsten Beispiele für Trogtäler in Norwegen und zugleich entfaltet sich längs ihrer eine außerordentliche Mannigfaltigkeit der Gipfelformen. Die Berge um Tryggestad sind noch einfache, flache Hauben, Rundlinge mit mäßiger Gliederung, ohne Kare offenbar wegen zu geringer Höhe. Deutlicher werden die Ansätze zur Karbildung bei etwas höheren Gipfeln, wie beim Bjørnstifjeld (1530 *m*), namentlich aber beim Kvitegg (1700 *m*), der bereits einen ziemlich bedeutenden Kargletscher trägt. Wieder andere Gipfel, wie Slogen und Staven (1540 und 1590 *m*), haben einseitigen Bau, indem sie auf der einen Seite mit sehr steilen Gehängen unmittelbar über den Trogrand aufragen, nach der anderen Seite durch Kare gegliedert sind, so daß Gipfelformen ähnlich der des Romsdalhorn entstehen. Als einsames scharfes Horn



ragt die Fibelstadnibba über die Paßhöhe auf, von beiden Seiten durch Trogwände unterschnitten, westlich von der des Nibbedal, östlich von der eines Nebentales, das mit einer wandartigen Steilstufe in das Haupttal mündet. Die prächtigste Entwicklung aber findet das alpine Gipfelphänomen zu beiden Seiten des Hjørund- und Norangfjords, namentlich in dem Gebirgsstücke nördlich des letzteren. Hier ist die Gipfelregion von beiden Seiten von gletschererfüllten Karen zerfressen, so daß nur ein Gerippe von Graten übrig bleibt und der Gipfelgrat schlangenartig gewunden zwischen den hufeisenförmig geöffneten Karen verläuft. Jellesæterhorn, Smørskredtind u. v. a. sind nur mehr Verwitterungsruinen, mit messerscharfen Graten, aufgesetzten Grattürmen, kurz mit all dem grotesken und bizarren Detail einer zentralalpinen Hochgebirgslandschaft: nirgends sind mehr in der Höhe ausgedehnte Schliffflächen erhalten. Wo aber die Höhen niedriger werden, unter etwa 1400 *m* herabsinken, stellt sich sofort wieder die Haubenform ein und viele dieser Gipfel tragen eine kleine Firnkappe (Kalottengletscher, wie sie Ed. Richter sehr bezeichnend nannte).

Auch hier bringt der Blick von einer überragenden Höhe, etwa vom Smørskredtind oder Kvitegg, Ordnung in das bewegte Bild. Zunächst fällt die außerordentliche Konstanz der Gipfelhöhen im Rundblick der nächsten Umgebung auf, die hier noch viel schlagender entgegentritt als in den Alpen. Nirgends hebt sich ein dominierender Gipfel hervor, nur wenige Punkte überschreiten das Niveau von 5000′ (= 1600 *m*) um ein beträchtliches, wie der Kvitegg (1700 *m*), und die Unterschiede bewegen sich um höchstens 100 *m*. Es besteht in dem Gebirgsstücke zwischen Sunelvfjord und Hjørundfjord, im S. bis an die Linie reichend, die die oberen Enden der beiden Fjorde verbindet, ein außerordentlich gleichmäßiges oberstes Denudationsniveau in einer Höhe von rund 1550 *m* (Mittel aus 12 Gipfelhöhen), das gegen SE. ansteigt — in dem Gebirgsstück zwischen Sunelv-, Geiranger-, Nordalsfjord beträgt die mittlere Gipfelhöhe im Mittel von 12 Fällen 1640 *m* — gegen NW. sich senkt. Auch hier kehrt die Erscheinung kleiner Gipfelplateaus wieder. So sitzt dem Kvitegg eine etwa 100 *m* mächtige, gegen NW. an Wächten abbrechende, ebene Firnkappe auf, die noch dazu beiträgt, ihm die Bedeutung einer überragenden Höhe zu nehmen. Auch Midagshorn und Kordalseggen südlich von Øie, Storkjedlen und Bjerkehornet oberhalb von Bjerke am Hjørundfjord tragen kleine Plateaugletscher. Zwischen dem Gewirr der Gipfel verlaufen die ausnahmslos trogartig gebauten Täler, oft in mehreren Stufen übereinander geschaltet, und regelmäßig sitzen die Tröge der Haupttäler mit sanfteren Böschungen an einem deutlichen Trogrand ab, der im Nibbe- und Norangsdal in etwa 800 *m* dahinläuft, in einem Niveau, das in der Talsohle des nächst höheren Troges wiederkehrt. So erinnert also auch das Talprofil an das der ehemaligen Gletschertäler der Alpen und man erhält den Eindruck zweier zeitlich auseinander liegender Erosionsperioden, derart daß zuerst aus einer gleichmäßig hohen oder nur schwach welligen Landschaft sich ein reich verzweigtes Talnetz bis zum Niveau der untersten Schulter entwickelt hat und daß dann diese Täler vertieft und trogartig umgestaltet und gleichzeitig scharfe Gipfel durch Kare herauspräpariert worden



sind. Wieder schafft also das Zusammenwirken von Trog- und Karerosion den Hochgebirgscharakter der Landschaft.

Diesen Charakter tragen schließlich auch noch die westlichen Teile von Jotunheim. Hier entfaltet sich, namentlich in der Gruppe der Horunger (vgl. Taf. IX), östlich des Lysterfjords zwischen dem Fortun- und Vettisdal noch einmal der ganze Zauber einer hochalpinen Landschaft, wenn auch auf sehr beschränktem Raume, nämlich auf einer Fläche von etwa 40 km^2. Als breite und tiefe Trogfurche führt das Fortundal vom Lysterfjord zwischen dem Gebiete des Jostefjeld und Jotunheim nach N. Stufenförmig mündet in dieses von E. das Tal von Turtegrø, das treppenartig bis zur Höhe der welligen Hochfläche des Dølefjeld ansteigt. Dieses füllt hier in einer Höhe von 900—1000 *m* den Raum zwischen den Tälern aus, während östlich von Turtegrø das vergletscherte Plateau des Fanaaraaken zu 2100 *m* aufragt; gegen SE. aber baut sich über der unteren Hochfläche die Gruppe der Horunger auf. Von einem tief gescharteten Hauptkamme strahlen beiderseits kurze Seitengrate aus, die vergletscherte Kare einschließen. Zerrissene Gletscher, scharfe Grate, stolze Gipfelbauten schaffen hier auf engem Raume alpine Bilder, die denen der Zentralalpen durchaus an die Seite gestellt werden können und stark kontrastieren zu den plumpen, einförmigen Formen im zentralen Jotunheim vom Typus des Galdhøpig. Hier erhebt sich auch der berühmteste Gipfel Norwegens, der lange für unersteigbar gehaltene Store Skagastølstind (2400 *m*), das «Matterhorn Norwegens». Sichtlich ist es auch hier vornehmlich die intensive Karerosion, der die Herausbildung alpiner Formen zuzuschreiben ist, während sie (aus später zu erörternden Gründen) im Innern Jotunheims trotz dessen bedeutenderer Höhe zurücktritt. Übrigens ist auch in den Horungern der hochalpine Charakter nur an Gipfel von einer bestimmten Höhe gebunden; schon der 2100 *m* hohe Dyrhaugtind hat viel einfachere Formen und erinnert an die sonst herrschenden kuppen- und haubenförmigen Berggestalten Norwegens.

Ähnliche alpine Bilder wie die Horunger gewähren auch die Smørstab-, Uradals- und Melkedalstinder, die beim Ausblicke vom Galdhøpig gegen W. zunächst in die Augen fallen, mit Höhen von 2200—2400 *m*. Aus ihnen führt das trogförmige Vettisdal nach S. Besonders deutlich tritt hier der Kontrast der unteren Gehängepartien und der sie überragenden Gipfel hervor. Zu beiden Seiten des Haupttales laufen parallele, ebenflächige und breite Rücken aus, bezeichnenderweise «Nasen» genannt, wie Skogadals-, Ura-, Fleskedalsnaas, in der sehr konstanten Höhe von rund 1900 *m*, voneinander getrennt durch stufenförmig ins Haupttal mündende und treppenartig zu Karen ansteigende Nebentäler, in deren Hintergrund mit ganz anderen Formen die gleichnamigen schroffen «Tinder» aufragen, den Horungern auf der Westseite, den Uranaas- und Melkedalstindern auf der Ostseite angehörend. Unschwer erkennt man in den Nasen die durch einen neuen Zyklus der Talbildung voneinander getrennten und zerschnittenen Reste einer alten Oberfläche, über die sich die durch jugendliche Karerosion herausgearbeiteten Gipfel noch 300—500 *m* hoch erheben. So weicht zwar das westliche Jotunheim durch seine hochalpinen Züge von dem echtnorwegischen Charakter



der zentralen Teile nicht unwesentlich ab, aber gemeinsam ist allen seinen Gipfeln ihr Aufbau über einer etwa 2000 *m* hohen, nur mehr in Resten erhaltenen Hochebene.

III. DIE PRÄGLAZIALE OBERFLÄCHE

Bei aller Mannigfaltigkeit in der Ausbildung der Hochgebirgsformen kehren im gesamten südnorwegischen Hochgebirge gewisse gemeinsame Merkmale wieder; sie geben ihm das eigenartige Gepräge, das so sehr von dem unserer Alpen absticht. Scharf sondern sich dabei jene Formen, denen der Stempel großer Jugendlichkeit aufgeprägt ist, von den Zügen der Landschaft, die auf den ersten Blick als Überreste einer alten Topographie erkennbar sind.

1. DIE ÄLTERE RUMPFFLÄCHE

Denken wir uns alle seit Beginn der Eiszeit geschaffenen Hohlformen, also namentlich die durch Kar- und Trogerosion entstandenen, ausgefüllt, so erhalten wir das präglaziale Relief. In diesem erscheint als der auffälligste Zug ein durchlaufendes Niveau hoch oberhalb der präglazialen Talsohle und unterhalb der obersten Gipfelregion. Im Bereiche der großen Plateauflächen des östlichen und südlichsten Norwegen tritt es als zusammenhängende, wenig zerschnittene wellige Fläche auf; im Jostefjeld und in der Folgefonn trägt es Inlandeis. Im zentralen Jotunheim ist es in einzelnen Stücken als breite Plateaustreifen entwickelt; in den hochalpinen Regionen des Romsdal, von Søndmøre und teilweise auch im westlichen Jotunheim erscheint es in der Konstanz der Gipfelhöhen und in kleinen Resten als wenig ausgedehnte Gipfelplateaus. Es ist also sein Erhaltungszustand von dem jeweiligen Grade der Zertalung und Auflösung des Gebirgskörpers abhängig.

Die Höhe dieses oberen Niveaus beträgt in:

Oberes Gudbrandsdal	ca. 1600 *m*
Oberes Ottatal	1650—1750 »
Südl. Dovrefjeld	ca. 1800 »
Hemsedalsfjeld	1800—1900 »
Hardangervidda	1950 »
Jostefjeld	1600—1700 »
Folgefonn	1400 »
Jotunheim	1800—2000 »
Romsdal	1550 »
Søndmøre	1550 »
Geiranger	1650 »

So spärlich diese Zahlen auch sein mögen, so lassen sie doch ein gewisses Gesetz der Höhenverteilung erkennen. Es zeigt sich deutlich ein Ansteigen dieser idealen Hochebene von Osten nach Westen um ca. 300—400 *m* bis zur Zone der Maximalerhebungen, die in obiger Tabelle durch Jotunheim



und Hardangervidda repräsentiert ist, und ein etwas bedeutenderer Abfall von dieser nach W. und schließlich wird dieses Niveau durch die Außenküste abgeschnitten. Versucht man längs Profilen, die senkrecht zur Haupterhebungsachse, also in der Richtung WNW. gelegt sind, das Gefälle des oberen Niveaus zu berechnen, so erhält man folgende Werte:

	Länge	Höhendifferenz	Gefälle
	km	*m*	‰
1. Kvitegg—Lomshorungen (oberstes Ottagebiet)	100	ca. 300	3·0
2. Geiranger—Kvitegg	25	100	4·0
3. Lomshorungen—Laurgaard	65	200	3·1
4. Jostefjeld—Galdhø	70	300	4·3
5. Hallingskarven— Kvitenorsi (Voss)	90	450	5·0
6. Folgefonn—südl. Hardangervidda	70	300	4·3

Das Gefälle ist also in allen zur Berechnung herangezogenen Fällen ein ziemlich konstantes, nämlich zwischen 3 und 5‰, einem Böschungswinkel von 11 bis 18′ entsprechend, so daß wir sagen dürfen: es senkt sich in den mittleren Gebirgspartien eine einheitliche ideale Fläche von der Zone der Maximalerhebungen mit einer mittleren Neigung von etwa 15′ nach E. und W. ab. Ebenso unverkennbar aber ist auch, daß diese Neigung gegen die Außenküste immer größer wird. Denken wir uns in dem Profil vom Geirangerfjord in WNW.-Richtung bis zur Küste das ideale Niveau wieder durch die mittleren Gipfelhöhen repräsentiert, so beträgt das Gefälle von dem Gebirgsstücke zwischen Geiranger- und Sunelvfjord einerseits und Sunelv- und Hjørundfjord anderseits nur 14′; in dem Gebirgsstücke zwischen Hjørund- und Vartdalsfjord sinkt die mittlere Gipfelhöhe auf 1320 *m*, das Gefälle zwischen diesem und dem vorangegangenen steigt auf 44′; auf der Insel Hareidland, die bereits gegen den offenen Ozean abfällt, erreicht die mittlere Gipfelhöhe (im Mittel aus 10 Fällen mit Unterschieden von nur 160 *m*) nur mehr 650 *m*, das Gefälle gegen das östlich gelegene Gebirgsstück bereits 1° 40′; es taucht also das obere Denudationsniveau mit steilerer Böschung gegen das Meer unter und wird von der Außenküste in Kliffen von 500—600 *m* Höhe durchschnitten.[1])

Es kann nun bei diesen letzten Berechnungen allerdings die Frage aufgeworfen werden, ob es denn überhaupt berechtigt ist, aus dem Vorhandensein eines konstanten Gipfelniveaus auf eine ehemals zusammenhängende schwachwellige Rumpffläche zu schließen, aus der die einzelnen Gipfel herausgeschnitten sein sollen. A. Penck hat kürzlich dieselbe Frage für einige

[1]) Es soll am Schlusse aus den Tiefenverhältnissen des küstennahen Meeres gezeigt werden, in welcher Weise sich dieses Niveau unter dem Meeresspiegel fortsetzt. — Eine ähnliche Berechnung hat Vogt für das südliche Helgeland zwischen 65 und 66½° angestellt und aus der sehr konstanten Gipfelhöhe gefunden, daß das Küstengebirge aus einer schiefen Ebene hervorgegangen ist, die sich mit einer Neigung von ca. 40′ gegen den Ozean senkt, wovon 2½′ auf die postglaziale Hebung zu setzen sind (Søndre Helgelands Morphologi, N. geol. Unders., Nr. 29, 1900).



Teile der Alpen, namentlich die Flyschzone bei Wien, gestellt und sie negativ beantwortet.[1]) In der Tat muß ja in jeder ausgereiften Landschaft, die lange Zeit unter dem Einflusse des rinnenden Wassers gestanden ist, die Gipfelhöhe im wesentlichen von der Taldichte und der Widerstandsfähigkeit der Gesteine abhängen und, wenn diese beiden Faktoren nicht allzu verschieden sind, sich gleiche Gipfelhöhe herausstellen. Ich glaube aber, daß diese Möglichkeit für unseren Fall kaum anzuwenden ist. Zwar befanden sich, wie später gezeigt werden wird, die westlichen Küstenlandschaften, in denen bei sehr weitgehender Zertalung diese auffällige Konstanz der Gipfelhöhen zutage tritt, schon vor der Eiszeit in einem gewissen Stadium der Reife; aber das häufige Auftreten von mehr oder weniger ausgedehnten Gipfelplateaus in diesen Gebirgsgruppen, eine den Alpen völlig fremde Erscheinung, weist direkt auch hier auf die ehemalige Existenz einer zusammenhängenden Rumpffläche hin, die sich harmonisch an die ausgedehnten hochgelegenen Fjeldflächen der weiter landeinwärts gelegenen Gebirgsteile anschließt.

Die früheren Beobachtungen und Berechnungen zusammenfassend, dürfen wir schließen: Die von den östlichen Plateaulandschaften des Gudbrandsdal bis zur Zone der Maximalerhebungen sanft ansteigende und gegen W. zuerst sehr allmählich, dann immer rascher bis nahe an die Westküste sich abdachende ideale Hochebene stellt den mehr oder weniger vollkommen erhaltenen Rest einer großen Rumpffläche dar, die den Eindruck einer sanften Aufwölbung des Landes erweckt; und es erhebt sich nun die Frage nach der Art und dem Alter ihrer Entstehung.

Ed. Richter hat als erster dieser idealen Hochebene nähere Aufmerksamkeit geschenkt, sie namentlich in Jotunheim genauer verfolgt und mit der Karbildung in Verbindung gebracht.[2]) Richter findet im norwegischen Hochgebirge in einer bestimmten Höhenzone von 1500—1800 *m* an zwischen Vegetations- und Schneegrenze eine große Zahl breiter Kare oder Botner in die Gehänge eingefressen und benachbarte Karböden stets an bestimmte Höhengrenzen gebunden, so zwar, daß sich, wie schon seit A. Helland bekannt ist, die Kargrenze immer mehr senkt, je weiter man nach N. kommt, und gleichzeitig auch ebenso wie die Schneegrenze gegen das Innere des Landes ansteigt. Die mechanische Verwitterung, der nach Richter der Hauptanteil an der steten Vergrößerung der Kare zukommt, bewirkt ein beständiges Zurückweichen der Karwände in horizontalem Sinne, so daß sich mit der Zeit in dieser Höhe ein horizontales Denudationsniveau herausbilden muß. Die Kare nähern sich, die trennenden Grate werden immer schmäler und niedriger, die Firnfelder benachbarter Kargletscher greifen ineinander über; endlich bleiben nur isolierte Spitzen und Kuppen übrig und es entsteht ein flacher, firnbedeckter Fjeldrücken. Auf diese Weise entstanden nach Richter die großen Firnflächen des Jostedalsbræ, so auch die hoch-

[1]) Beobachtung als Grundlage der Geographie, Berlin 1906, S. 20 ff.

[2]) Sitzungsber. d. Wiener Ak., Bd. CV, 1896, S. 156 ff.; vgl. auch Geogr. Zeitschr. III, 1897, S. 45.



gelegenen Plateauflächen von Jotunheim, wo die rückschreitende Verwitterungsarbeit mit der Zeit gleichfalls ein welliges Fjeld von 1500—1800 *m* Höhe schaffen wird, das sich in nichts mehr von den südlich, östlich und nördlich angrenzenden Teilen des norwegischen Plateaugebirges unterscheiden wird. Diese sind mit ihrer Geschichte bereits zu Ende gekommen, nämlich bis zur Vegetations- und unter die Schneegrenze denudiert, Jotunheim ist in dieser Arbeit noch verspätet. Dies in kurzen Zügen der Gedankengang Richters.

Man erkennt aber bald, daß dieser Art der Erklärung der durch das ganze Gebirge hindurchlaufenden idealen Hochebene bedeutende Schwierigkeiten entgegenstehen. Es fragt sich zunächst, ob denn der Prozeß der Karbildung überhaupt imstande ist, ein einheitliches Denudationsniveau zu schaffen, oder, wie Richter meinte, ein vielgestaltetes Hochgebirge, wie er es für Norwegen in präglazialer Zeit annahm, in eine Plateaulandschaft umzugestalten. Erstens scheint für einen solchen Vorgang die zur Verfügung stehende Zeit zu kurz. Denn da, wie auch Richter meinte, zur Zeit jeder Maximalvergletscherung das ganze Land bis zu den höchsten Gipfeln von einer zusammenhängenden Eisflut überdeckt war, kommt für die Karbildung nur die spät- und postglaziale Zeit und etwa die Interglazialzeiten in Betracht. Nun sehen wir aber bei manchen Gebirgen Mitteleuropas, z. B. den transsylvanischen Alpen und einigen Teilen der Alpen, namentlich den östlichsten Gruppen, die zur Eiszeit eine lokale Karvergletscherung besaßen, daß hier der Prozeß der fortschreitenden Kardenudation es nur zur Herausbildung von Hochgebirgsformen aus Mittelgebirgsformen gebracht hat. Warum soll in Norwegen derselbe Vorgang in ungefähr derselben Zeit ein Plateaugebirge geschaffen haben? Man müßte dann etwa auch an tertiäre oder noch ältere Kardenudation denken und dafür fehlt jeder Anhaltspunkt. Außer dieser Überschätzung der Geschwindigkeit der Wandverwitterung und Erweiterung der Kare spricht aber noch ein anderer Umstand gegen die Möglichkeit der Herausbildung eines einheitlichen Denudationsniveaus auf dem Wege der Verkarung: Benachbarte Kare haben nicht selten recht verschiedene Höhenlage, namentlich solche verschiedener Exposition (wie später an mehreren Beispielen gezeigt werden soll); eine eigentliche «Karisohypse», längs welcher die Zerstörung und Denudation flächenhaft fortschreiten soll, ist streng genommen nicht vorhanden. Die Höhe des Karbodens ist ja eine Funktion der Höhenlage der eiszeitlichen Schneegrenze und der ehemaligen Gletscherfläche und daher mit diesen in einem längeren Zeitraume großen Schwankungen unterworfen. Längs eines breiten Höhengürtels von vielen hundert Metern der sich periodisch verschob, wirkte in spät- und postglazialer Zeit die Botnerdenudation und es ist dann schwer vorstellbar, wie sich dabei ein das ganze Gebirge durchziehendes horizontales Denudationsniveau hätte herausbilden können. Schließlich vermag Richters Theorie die Verschiedenheiten in der Ausbildung der Hochgebirgsformen Norwegens nicht zu erklären; wohl suchte er die Verspätung dieses Prozesses in Jotunheim auf eine hier energischer und später einsetzende gebirgsbildende Tätigkeit zurückzuführen; aber das inselartige Auftreten von Gebirgsgruppen mit hochalpinem Charakter findet im Rahmen dieser Theorie keinen Platz. Warum soll hier, wo der



Karbildung sichtlich ein so bedeutender Anteil an der Zerstörung des Gebirges zufällt, es noch nirgends zur Herausbildung flachwelliger Fjeldrücken gekommen sein, warum also gerade hier die Kardenudation noch so wenig, im benachbarten Jostedalsbræ bereits ihr Endziel erreicht haben?

Der Prozeß der Kardenudation im Sinne von Ed. Richter vermag die Schaffung des oberen Niveaus nicht zu erklären; da aber auch seine Bildung auf dem Wege mariner Abrasion für Norwegen ausgeschlossen ist, können wir in ihm nur die sehr verschieden erhaltenen Reste einer durch subaërile Denudation entstandenen großen einheitlichen Rumpffläche (oder Peneplain) sehen, die alle Strukturformen des alten Gebirges diskordant durchschneidet und von seinen tektonischen Leitlinien völlig unabhängig ist. Versuchen wir, die Zeit ihrer Bildung zu bestimmen, so sind wir bei dem nahezu völligen Mangel an marinen Ablagerungen in Norwegen seit dem Schlusse der letzten großen tektonischen Periode nur auf sehr unsichere Mutmaßungen angewiesen. Allein die Zeit vom Schlusse der Karbonperiode bis zum Beginne der oberen Kreide dürfte ausgereicht haben, um mehrere Rumpfflächen nacheinander entstehen zu lassen, deren Bildungszeiten durch Perioden vertikaler Bewegungen der Kruste unterbrochen gewesen sein können. Nun wissen wir aber, daß in der oberen Kreidezeit eine ziemlich weit nach N. reichende Transgression des Meeres stattgefunden hat. H. Reusch hat kürzlich die Täler der Umgebung von Kristiania als aufgezwungene oder epigenetische definiert;[1]) sie zeigen eine auffällige Unabhängigkeit von der Gesteinsbeschaffenheit; sie richteten sich offenbar einst auf einer das alte Land transgredierend überlagernden jüngeren Formation ein und gruben sich allmählich auch in die alten Formen ein, während die Deckschicht gleichzeitig wieder wegerodiert wurde. Da nun von allen jüngeren Formationen die obere Kreide am nächsten ansteht und auch mitunter in alten Moränen Feuersteine der oberen Kreide gefunden werden, meint Reusch, daß diese einst die Umgebung von Kristiania bedeckt habe. Danach wäre aber der Schluß nicht ganz unberechtigt, daß vor Beginn der oberkretazischen Transgression das ganze Land eine verhältnismäßig geringe Höhenlage über dem Meere gehabt habe, und wir können mit einiger Wahrscheinlichkeit für das Ende der mesozoischen Periode die Bildung der alten Rumpffläche als beendet ansehen. Somit stellte der heute vom norwegischen Hochgebirge erfüllte Raum damals eine im Zustande weitgehender Einebnung befindliche Landschaft mit sehr geringen Höhenunterschieden auf weite Flächen dar.

Über diese Rumpfebene ragten aber sowohl Einzelberge als auch ausgedehnte Berggruppen als «Monadnocks» nicht unbeträchtlich, und zwar überall zu ziemlich gleichen Höhen empor. Am vollkommensten dürfte die Einebnung in den südlichen, östlichen und nördlichen Teilen des Gebirges gediehen gewesen sein, wo heute die Gruppe der Rondane im oberen Gudbrandsdal, Snehættan im Dovrefjeld, Skridulaupen im Gebiete der obersten Otta ganz isolierte Erhebungen bilden, die die ideale Hochebene des Fjelds

[1]) Geogr. Zeitschr. VIII, 1903, S. 431.

etwa 550—650 *m* hoch überragen. Im westlichen Abschnitte des Gebirges fällt die Rekonstruktion der alten Oberfläche am schwierigsten, da sie zumeist nur in kleinen Resten erhalten ist; immerhin bildete auch auf dem Jostefjeld der einzelstehende Turm des Lodalskaupa eine Aufragung von etwa 500 *m* über dem Plateaurande, dürfte aber seit dessen Bildung mehr als andere Gipfel durch Verwitterung an Höhe verloren haben. Am unruhigsten war wohl die Oberfläche der alten Rumpfebene in Jotunheim, wo zahlreiche Berggruppen regellos, aber gleichfalls zu Höhen von etwa 600 *m* ihr aufgesetzt waren. Diese gleichmäßige Überhöhung des alten Rumpfes durch die höchsten Gipfel und Gipfelgruppen des Landes ist gewiß eine sehr auffällige Erscheinung; es ist aber nicht zu entscheiden, ob wir in ihnen die letzten Reste einer noch höheren und älteren Rumpffläche zu sehen haben oder ob sie, was viel wahrscheinlicher ist, ein lokales oberstes Denudationsniveau andeuten, dessen Höhe von der Taldichte und der Widerstandsfähigkeit der zwischen den Tälern auftretenden Gesteine abhängig wurde.

Dann bleibt aber zu untersuchen, warum diese «Monadnocks» der Einebnung getrotzt haben. Die naheliegende Erklärung, daß sie infolge ihrer Zusammensetzung aus widerstandsfähigeren Gesteinen der allgemeinen Abtragung entgangen sind, scheint hier nicht zuzutreffen. Rondane liegen inmitten eines einheitlichen Gebietes verhältnismäßig weicher Schiefer und Sparagmite; eine östlich davon zutage tretende Gneisinsel am Oberlaufe der Atna hebt sich keineswegs durch auffallende Höhen über die einförmige Plateaulandschaft hervor.[1]) Skridulaupa und Snehætta liegen im Bereiche der ausgedehnten Gneismasse des nordwestlichen Teiles des Gebirges. Die überragende Höhe von Jotunheim pflegt man gewöhnlich auf seine Zusammensetzung aus Gabbro zurückzuführen; aber abgesehen davon, daß Gabbro schwerlich als viel widerstandsfähiger zu bezeichnen sein dürfte als die Gneise und Quarzite des Westens, bestehen auch noch die bedeutend niedrigeren Gebirgsteile südlich des Bygdinsees aus Gabbro. Petrographische Verschiedenheiten vermögen also die Erhaltung der Inselberggruppen nicht zu erklären. Eher ist es denkbar, daß hiefür ihre Lage nahe den alten Wasserscheiden bestimmend geworden ist. Nicht nur die Tiefenerosion, sondern auch die einebnende Tätigkeit der Flüsse schreitet nach aufwärts fort und es müssen die in den innersten Winkeln des Gebirges gelegenen Teile des Gebirgskörpers am spätesten der Abtragung anheimfallen. Das zentrale Jotunheim wird heute ausschließlich nach S. und SE. zum Laagen und zur Otta, nur in seinen westlichen Randgebieten zur Westküste entwässert. Das Quellgebiet jener Flüsse bringt hier eine weit nach W. ausspringende Ausbuchtung der Wasserscheide hervor und es macht den Eindruck, als ob in nicht allzu ferner Vergangenheit diese Flüsse ihr Einzugsgebiet gegen W. hin vergrößert hätten und erst heute die kürzeren, aber kräftiger arbeitenden Flüsse der Westküste ihr ehemaliges Terrain wieder eroberten. Vielleicht bildete einstmals Jotunheim einen Teil des wasserscheidenden Rückens,

[1]) Nach Bjørlykkes geologischer Karte des zentralen Norwegens, N. geol. Unders. Nr. 39, 1905.



lag also der einebnenden Flußarbeit am weitesten entrückt und konnte sich als eine ausgedehnte Berggruppe von nicht unbedeutender relativer Höhe über der alten Rumpffläche in deren Mitte erhalten. Ähnliche Erwägungen ließen sich auch für die übrigen, weniger auffälligen und räumlich beschränkteren Inselberggruppen anstellen; doch wird man über bloße Vermutungen wohl niemals hinauskommen können. Zu sehr wurden die Züge des Landes und der Verlauf der Wasserscheide durch die Wirksamkeit späterer Zeiten, namentlich der Eiszeit verändert und verwischt, als daß der Versuch der Rekonstruktion eines früheren Flußnetzes je Erfolg haben könnte.

Es bleibt schließlich auch noch die verschiedene absolute Höhenlage der alten Rumpffläche zu erklären, die sich (nach obigen Zahlen) in den einzelnen Teilen des Gebirges zwischen 1400 und 2000 *m* bewegt. Es wäre denkbar, daß diese Verschiedenheiten in der ursprünglichen Höhenlage der Rumpffläche begründet sind, daß also die einebnende Tätigkeit der Flüsse schon in mesozoischer Zeit dahin gewirkt habe, eine zentrale, die ganze Halbinsel von NNE. nach SSW. durchziehende Erhebungswelle zu schaffen und daß das hydrographische Netz seither sich nur unwesentlich geändert habe. Dagegen spricht aber die auffallende Regelmäßigkeit und Geradlinigkeit in dem Verlaufe dieser Zone der Maximalerhebungen und die nahezu gleichförmige Senkung der alten Rumpffläche gegen W. und E. Stets erreicht sie in allen senkrecht zu dieser Zone gezogenen Profilen ungefähr in der Mitte die größten Höhen, so im obersten Ottagebiete und auf dem südlichen Dovrefjeld, in Jotunheim und auf der Hardangervidda (in der Umgebung von Hallingskarven), und die Verbindung dieser Stücke ergibt die eingangs erwähnte geradlinig NNE. streichende Achse des Landes. Obwohl es bei dem Mangel an jüngeren Ablagerungen unmöglich ist, dieser Frage durch geologische Beweismittel näher zu treten, so nötigt doch schon die Rekonstruktion der alten Rumpffläche auf Grund ihres morphologischen Habitus zu dem Schlusse, daß sie nach ihrer Bildung disloziert und verbogen wurde, derart, daß sie längs einer NNE.—SSW. streichenden Hebungsachse eine Aufwölbung erfuhr und dadurch nach W. und E. ein ziemlich gleichmäßiges, anfangs sanftes, gegen die Ränder steiler werdendes Gefälle erhielt.[1])

Während sich diese alte Aufwölbung nach E. allmählich bis zu den tief gelegenen ebenen Flächen des baltischen Schildes austönt, wird sie im W. vorzeitig durch die heutige Küstenlinie abgeschnitten. Wir kommen auf den Charakter der norwegischen Küste in ihren Beziehungen zur Entwicklungsgeschichte des Landes sowie auf die Tiefenverhältnisse des Meeres am Schlusse in zusammenhängender Darstellung zurück.

[1]) Dies gilt zunächst für das hier vornehmlich berücksichtigte zentrale Hochgebirge. Das Absinken aller Höhen nördlich von $62^1/_2$° N. und südlich von 60° N. legt überdies die Annahme nahe, daß auch eine WNW.—ESE. verlaufende Maximalhebungszone vorliegt, so daß im ganzen eine blasenförmige Auftreibung des alten Rumpfes eintrat.



2. DAS UNTERE NIVEAU

Bei der morphologischen Schilderung der einzelnen Formentypen des norwegischen Hochgebirges fiel uns als zweiter charakteristischer Zug des Landschaftsbildes ein mit großer Deutlichkeit zu verfolgendes unteres Niveau auf, das in beträchtlicher Höhe unter den Resten der alten Rumpffläche gelegen ist und in dreifacher Ausbildung auftritt. Zumeist erscheint es, namentlich in den östlichen Plateaulandschaften und überhaupt in allen Gebieten mit auffälligerem Höhenwechsel als eine ansehnlich breite Schulterfläche, an der die Trogwände der jungen Täler absetzen, das sich aber in stattlicher Breite auch als ebene Fläche in den Nebentälern zwischen den einzeln aufragenden Rückenbergen hindurchzieht und die tiefer eingesenkten Täler in flachen und breiten Talwasserscheiden verbindet wie in Jotunheim. In anderen Fällen, wie im südlichen Jotunheim, in Østre Slidre, auf dem Dovrefjeld, namentlich aber auf der Hardangervidda und den nach E. sich anschließenden Fjeldflächen bildet dieses untere Niveau den beherrschenden Zug der Landschaft und es treten die Reste der älteren und höheren Rumpffläche gegen dieses zurück. In den am stärksten zertalten westlichen Hochgebirgslandschaften hingegen ist es oft nur als schmale Gehängeleiste oder Schulter an den Trogwänden zu erkennen, so daß bei oberflächlicher Betrachtung der Eindruck eines einheitlichen Abfalles von den obersten Plateauflächen bis zur heutigen Talsohle entstehen könnte, in einzelnen Fällen, wo diese Unterbrechung völlig fehlt, auch tatsächlich ein solcher Abfall besteht. Trotz dieser Verschiedenheit der Ausbildung hält sich der Vertikalabstand der beiden Niveaus in ziemlich engen Grenzen, wie folgende Zahlen, und zwar für die Gebiete mit flächenhafter Entwicklung des unteren Niveaus zeigen:[1])

	Absolute Höhe des unteren Niveaus	Höhendifferenz 1.—2. Niveau
Oberes Gudbrandsdal	ca. 1000 *m*	ca. 600 *m*
Oberstes Ottatal	» 1100 »	600 »
Südl. Dovrefjeld	900—1000 »	ca. 800 »
Hemsedalsfjeld	ca. 1300 »	» 600 »
Hardangervidda	» 1300 »	» 650 »
Folgefonn	600— 700 »	700—800 »
Jotunheim	1100—1400 »	600—800 »
Mittleres Romsdal	950 »	600 »

Aus den Zahlen für die absolute Höhe des unteren Niveaus ergibt sich ähnlich wie für das obere seine größte Anschwellung im Zentrum des ganzen Gebirges, in Jotunheim, und überhaupt in der Zone der Maximalerhebungen und eine ziemlich gleichmäßige Senkung nach E. und W., zugleich aber auch

[1]) Wo diese Flächen schwach gegen die heutigen Täler geneigt sind, ist der untere Rand in den Höhenangaben gemeint; bei nur verkümmerter Entwicklung der Schulterflächen, namentlich wo sie von sehr breiten Trog- oder Fjordtälern durchschnitten werden, läßt sich eine halbwegs genaue Angabe der Höhe des unteren Niveaus überhaupt nicht machen.



gegen N. und S. Seine Lage zu beiden Seiten der tief eingesenkten Trogtäler macht seine Deutung sehr einfach. Nur dort, wo ausgedehnte ebene Flächen in diesem Niveau auftreten, kann es sich um eine einheitliche Rumpfebene handeln; zumeist aber, namentlich im eigentlichen Hochgebirge, liegt nur eine sehr weitgehende Talverbreiterung vor, Verebnungsflächen, wie sie bei längerem Stillstande der Tiefenerosion infolge der Seitenerosion der Flüsse entstehen müssen. Da nun die glazialen Tröge in dieses Niveau eingesenkt sind und auch die darüber aufragenden Teile des Reliefs erst in der Eiszeit ihre gegenwärtige Ausgestaltung, wesentlich durch Karerosion erfahren haben, erhalten wir nach Ausfüllung der glazialen Hohlformen eine ziemlich klare Vorstellung von dem Charakter des präglazialen Reliefs und erkennen zugleich auch, daß die heutigen Verschiedenheiten in der Ausbildung der Hochgebirgsformen schon in präglazialer Zeit vorhanden gewesen sein müssen und durch die Erosionsvorgänge des Eiszeitalters nur ihre Verschärfung erfahren haben. Wenn wir vorläufig von der Frage nach der absoluten Höhenlage der einzelnen Teile des Landes in präglazialer Zeit absehen, so ergibt sich ungefähr folgendes Bild der präglazialen Landschaft:

Das Gebiet des mittleren Laagen etwa zwischen Otta und Dovre stellte eine sehr einförmige Mittelgebirgslandschaft dar. Hier floß der Laagen mit trägem Gefälle durch ein etwa 4 *km* weites Tal und aus Tälern von ähnlicher Breite kamen ihm Nebenflüsse in spärlicher Zahl zu. Zwischen ihnen wogte das Land in sanften Höhenzügen von etwa 400 *m* relativer Höhe unruhig auf und ab und stieg allmählich gegen eine weite und eintönige Plateaufläche an, die sich rund 600 *m* über die Sohle des Haupttales erhob. Über sie ragten schließlich einzelne Berggruppen mit runden, kuppigen Gipfelformen noch weitere 500 *m* auf, so daß im ganzen Höhendifferenzen von über 1000 *m* vorkamen. Ungefähr gleich blieb der Charakter der Landschaft am Laagen und an der Otta aufwärts bis über Grotlid hinaus. Das heutige Dovrefjeld glich namentlich in seinem westlichen Teile einer welligen Ebene, der einzelne isoliert aufragende Tafelberge etwa 800 *m* hoch aufgesetzt waren und die vom Laagental allmählich nach N. anstieg, um dann etwas steiler gegen das Meer sich zu senken. Noch mehr näherte sich das südlichere Norwegen, südlich des Sognefjords, dem Charakter einer schwach welligen Ebene; auf weite Strecken gab es hier kaum nennenswerte Höhenunterschiede; nur sehr spärlich überragten sie Reste der älteren Rumpffläche in Form einzelner, etwa 600 *m* hoher Tafelberge (wie Hallingskarven) oder niedrigere breite Rücken, die man als vor gänzlicher Einebnung verschont gebliebene Monadnocks der jüngeren Rumpffläche auffassen kann. Im innersten Teile des Landes schwoll diese Landschaft zu größeren Höhen an und das zentrale Jotunheim bildet eine reicher gegliederte, stärker zerschnittene Mittelgebirgslandschaft. Immerhin erreichten aber auch hier die Haupttäler, wie das heutige Visdal, Leiradal und Vettidal, Breiten von 2—3 *km*; von ihrer flachen Sohle führten allmählich ansteigende Gehänge zu breiten Ebenheiten und über dieses hinaus stieg das Land zu den gerundeten, massigen Gipfeln von etwa 1400 *m* relativer Höhe an. Noch stärker zerschnitten und in ein unregelmäßiges Gewirr von Gipfeln, Kämmen und

Plateaubergen aufgelöst müssen die Landschaften an den obersten Verzweigungen mancher der heutigen Fjorde gewesen sein, die sich dann seewärts zu einem welligen Hügelland abdachten. Als Zeugen einer noch älteren Topographie erhoben sich darüber die ausgedehnten Plateauflächen des heutigen Jostefjeld oder der Folgefonn, die nur von ganz vereinzelten Gipfeln überragt waren. Im ganzen gesehen erhalten wir für den Raum des heutigen Hochgebirges das Bild einer im Stadium weitgehender Reife befindlichen Mittelgebirgs- und Plateaulandschaft mit auffallend breiten Tälern, die sich vielfach, namentlich im Süden, zu zusammenhängenden Strecken ebenen Landes erweiterten, und mit rundlichen Bergformen, deren Lage und Erhaltung weniger von ihrer petrographischen Beschaffenheit als von ihrer Entfernung von den Wasserscheiden bedingt war, derart aber, daß gegen das Westmeer zu die Gliederung und Zertalung der Landschaft immer reicher wurde.

Der Versuch einer Rekonstruktion des voreiszeitlichen Reliefs der norwegischen Gebirgswelt führt aber weiter zu der Frage, ob nicht ein Teil seiner heutigen Höhe und der sehr ansehnlichen Höhendifferenz auf Rechnung präglazialer Krustenbewegungen zu setzen sei, also zur Frage nach der absoluten Höhenlage der präglazialen Landschaftsformen. Einen Weg zur Beantwortung dieser Frage bietet die Verfolgung des Gefälles der präglazialen Talböden, die durch die heutigen Schulterflächen oberhalb der Trogwände angezeigt sind. Oberhalb des Ursprungs der Rauma, des Flusses des Romsdal, liegt die breite Schulter als nahezu horizontale Fläche in etwa 1300 *m* Höhe; westlich von Ormeim bildet sie eine wellige, glazial ausgestaltete Fläche mit zahlreichen kleinen Felswannen und in einer Höhe von 1000 bis 1100 *m*; unterhalb Fladmark verläuft ihr scharfer Rand in 950 *m* Höhe; in dieser Höhe liegt der Mongevand hart am Rande der Trogwand. Weiter abwärts ist die Schulter nicht mehr zu verfolgen, sie ist durch die Wirkung des eiszeitlichen Gletschers gleichsam abgehobelt. Danach beträgt das Gefälle des alten Talbodens zwischen der Wasserscheide bei Lesjeværk und Fladmark etwa 350 $m = 9\,^0/_{00}$, d. i. nicht viel weniger als das des heutigen Flusses ($12\,^0/_{00}$), der auf dieser Strecke eine gewaltige Steilstufe überwindet, und wohl zu viel für ein Tal im Innern eines reifen Gebirges. Für die Strecke von Fladmark bis zur Mündung der Rauma in den Fjord und längs dessen bis zur Außenküste konnte ich keine Beobachtungen sammeln und auch das Kartenmaterial ist für diese Zwecke zu dürftig. Wollte man aber annehmen, daß sich der alte Talboden bis zur heutigen Außenküste konstant senke und hier in das Niveau des heutigen Meeresspiegels auslaufe, so erhält man auf dieser 85 *km* langen Strecke (vom Mongevand bis zur Küste) ein Gefälle von über $11\,^0/_0$. Nun hat aber in der älteren Quartärzeit, wahrscheinlich während einer Vereisungsperiode, eine bedeutende Transgression des Meeres längs der Westküste stattgefunden; die Küste lag damals viel weiter westlich, das Land höher als heute und da sich die Flachsee längs der Küste bis zum Steilabfalle gegen die großen Tiefen hier durch 150 *km* Breite erstreckt, so betrug die Länge dieses untersten Talstückes 235 *km* unter der Annahme, daß die damalige Küste längs des Steilabfalles ver-



lief.[1]) Gleichzeitig muß aber auch die Höhendifferenz um den vertikalen Betrag dieser Transgression erhöht werden, die hier auf etwa 350 *m* geschätzt werden kann.[2]) Dann verteilt sich das Gefälle von 1300 *m* auf 235 *km*, d. i. 5·5 ‰, in einer Landschaft, die in präglazialer Zeit in ihren westlichen Teilen höchstens den Charakter einer schwachwelligen Küstenebene gehabt haben kann.

Noch rascher scheint sich das Gefälle der alten Talsohlen in den innersten Verzweigungen des Nordfjords zu vollziehen. Hier sinkt die Schulterfläche von den vergletscherten Talschlüssen bis zum Ufer des Fjords um etwa 400 *m* auf eine Distanz von bloß 20 *km*, d. i. mit einem Gefälle von 20 ‰. Aber auch im Innern des Gebirges, nämlich im südlichen Jotunheim, bemerken wir ein sehr rasches Abfallen der Schulterflächen von ca. 1400 *m* in der Umgebung des Gjendesees auf etwa 950 *m* in Østre Slidre auf rund 30 *km*, also mit einem Gefälle von ca. 15 ‰. Nun ist allerdings von diesen Beträgen noch die Wirkung der postglazialen Hebung des Landes abzuziehen, von der wir wissen, daß sie im Innern des Landes ein größeres Ausmaß erreichte als an der Küste. Aber soweit die Beobachtungen landeinwärts reichen, beträgt der Unterschied der Hebung an der Außenküste und in den innersten Fjordwinkeln kaum mehr als 50 *m*, was einem Gefälle von etwa 0·2 ‰ entspricht, also angesichts der geringen Genauigkeit aller der vorangegangenen Berechnungen wohl vernachlässigt werden kann.

Aus den mitgeteilten Zahlen für das Gefälle der präglazialen Talböden (die durch sorgfältigere Beobachtung, als ich anstellen konnte, zu vermehren, eine dankbare Aufgabe sein würde) scheint mit großer Wahrscheinlichkeit hervorzugehen, daß die voreiszeitlichen Talböden eine Gefällsentwicklung zeigen, die dem Charakter eines völlig ausgereiften, vielfach schon stark eingeebneten Gebirges nicht entspricht. Dieses Gefälle kann also kein ursprüngliches sein und es ergibt sich der notwendige Schluß, daß der ganze Gebirgskörper in einem vorläufig noch nicht näher bestimmbaren Zeitpunkte der Präglazialzeit noch eine Hebung erfahren hat. Über ihren Charakter geben uns die Höhenzahlen für die alten Talböden einigen Aufschluß. Im Innern des Gebirges sind sie auffällig gleichmäßig und bewegen sich um 1000—1100 *m*, mit einem merklichen Anstieg gegen das Innere von Jotunheim, die Hardangervidda und überhaupt die Maximalerhebungszone, und einem ziemlich raschen Abfalle gegen die Fjorde. Die Hebung bestand also in einer Aufwölbung des Landes, die sich im Innern stärker äußerte als an den Rändern, somit ungefähr denselben Charakter hatte wie diejenige, die die alte Rumpffläche betroffen hat, und die, wie es scheint, auch längs derselben Linie, nämlich in der Zone derMaximalerhebung am intensivsten auftrat.

Schwierig ist die Frage nach der absoluten Höhenlage der präglazialen Oberfläche vor der Schrägstellung der alten Talböden und nach dem Ausmaße der letzten präglazialen Hebung des Landes zu beantworten. In der

[1]) Vgl. unter anderen A. M. Hansen, Bogen om Norge. Kristiania 1901, S. 19.

[2]) Brøgger, Om de senglaciale og postglaciale Nivåforandringer etc., N. geol. Und. 1900/1, Nr. 31.

(Gedr. X. 12. 1908.)



quartären Geschichte Skandinaviens zurückschreitend, treffen wir zuerst die postglaziale Hebung des Landes, die in den inneren Teilen der Fjorde nach der Höhe der höchsten Strandlinien auf im Maximum 200 *m* geschätzt werden kann. Ihr ging die epiglaziale Yoldiensenkung voraus, die wahrscheinlich zur Zeit des Maximums der letzten Vergletscherung begann und ihren größten Betrag, nämlich mindestens 250 *m*, nahe der Eisscheide erreicht haben dürfte, so daß einige Zeit vor dem sogenannten Rastadium des Eisrückganges das Land in der Gegend von Kristiania etwa 50 *m* höher stand als heute.[1]) In der letzten Eiszeit und wahrscheinlich auch schon am Schlusse der letzten Interglazialzeit erfolgte eine Hebung des Landes, die einige hundert Meter betragen haben dürfte, so daß damals das Land einige hundert Meter höher stand als heute; gleichfalls in die Eiszeit, wahrscheinlich in die Zeit einer früheren Vergletscherung fällt die allgemeine Fjordtransgression, durch die alle Höhenwerte um etwa 350—400 *m* sanken. Es haben sich also zweimal nacheinander Hebung und Senkung in ihren Wirkungen ungefähr kompensiert, so daß insgesamt nach der letzten präglazialen Hebung das Land eine nur unbedeutend, etwa 200 *m* größere Höhenlage hatte als heute. Das innere Hochgebirge hatte also Gipfel von etwa 2700 *m* Höhe (von jeder seitherigen Gipfeldenudation natürlich abgesehen) und Talsohlen zwischen 1300 und 1600 *m*. Nun hatte aber dieser Teil des Landes durch den Einebnungsvorgang der Tertiärzeit den Charakter eines ausgereiften Mittelgebirges mit relativen Höhen von höchstens 1700 *m* erhalten; nehmen wir für dieses Stadium ein durchschnittliches Ansteigen der Talböden vom damaligen Meeresspiegel mit rund 1 $^0/_{00}$ an, wie es etwa dem mittleren Gefälle der deutschen Mittelgebirgsflüsse entspricht, so kommen wir im Innern von Jotunheim auf Höhen der damaligen Talböden von höchstens 400 *m*, während sie nach der Hebung hier im Maximum in etwa 1600 *m* Höhe lagen.

Das ergäbe ein Ausmaß dieser präglazialen Hebung von rund 1200 *m* für die innersten Teile des Gebirges. Zu entsprechenden Zahlen gelangt man auch für die südlicheren und küstennahen Teile des Gebirges, die durch den Einebnungsprozeß schon in nahezu ebene Gebiete umgewandelt worden waren und wohl nur wenige Hunderte von Metern über dem Meeresspiegel lagen. Sie liegen heute etwa 700 *m* hoch (Umgebung von Folgefonn); zu Beginn der Eiszeit stand das Land auch hier um etwa 200 *m* höher, woraus sich für diese Gebiete ein Ausmaß der präglazialen Hebung von rund 800 *m*, für die östlich anschließenden, in der Zone der Maximalerhebungen gelegenen Landschaften (Hardangervidda) von etwa 1300 *m* ergibt. Die Hebung nahm gegen das Innere des Landes um etwa 500 *m* zu.

Die Höhendifferenz zwischen der alten Rumpffläche und den jüngeren Einebnungsflächen läßt uns auch den Betrag der älteren Hebung ungefähr schätzen. Der mesozoische Einebnungsprozeß hatte eine schwach wellige

---

[1]) Brøgger, Om de senglaciale og postglaciale Nivåforandringer i Kristiania feltet (N. geol. Unders. 1900/1, Nr. 32).

[2]) Bedeutend mehr, nämlich 2000—3000 Fuß, nahm Geikie an (Great Ice Age, 3. Aufl. 1894, S. 781) und nach ihm auch Ed. Richter.



Rumpflandschaft geschaffen, die durch die neubelebte Erosion wieder zerstört wurde. Nach einer gewissen Zeit wurde diese unterbrochen, als die Hebung zum Stillstand kam; die Flüsse arbeiteten wesentlich in die Breite und schufen ungefähr im damaligen Niveau ihrer Talsohlen ausgedehnte Verebnungsflächen, die, wie die obige Tabelle zeigt, 600—800 *m* unter der alten Rumpffläche lagen. Diese Zahlen geben also ein ungefähres Maß für den Betrag der älteren Hebung und ihre auffällige Konstanz in verschiedenen Teilen des Gebirges lehrt, daß sich die beiden präglazialen Hebungen in ungefähr gleicher Weise, nämlich als schildförmige Aufwölbungen des Landes geäußert haben.[1])

Zur Bestimmung des Alters der jüngeren Hebung sind wir gleichfalls wieder nur auf morphologische Argumente angewiesen, da alle tertiären und frühquartären Ablagerungen in Norwegen fehlen. Jedenfalls ist die Hebung älter als die Bildung der glazialen Formen, namentlich der Trogtäler, die in die gehobenen und schräggestellten Verebnungsflächen eingesenkt sind; aber es läßt sich nicht mit Sicherheit entscheiden, ob sie nur in das Tertiär fällt oder ob sie nicht vielleicht während der früheren Phasen des Eiszeitalters noch angedauert hat. Im ersteren Falle werden die Flüsse bereits einen Teil der jetzigen Taltiefe besorgt haben, bevor ihnen die Gletscher diese Arbeit abnahmen, und es könnten die neu gebildeten V-förmigen Taleinschnitte in die breiten Talsohlen und Ebenheiten durch die trogartige Ausgestaltung der Täler vollkommen zerstört worden sein. Es ist aber auch denkbar, daß die Hebung noch während der Eisbedeckung angedauert hat, und dafür spricht namentlich der Charakter der heutigen Fjeldtäler. Sie müssen aus flachen und seichten Tälern mit langsam pendelnden Flüssen hervorgegangen sein; hätte die Hebung schon in präglazialer Zeit wesentliche Fortschritte gemacht, so würden diese Täler die V-Form angenommen und diese ziemlich unverändert bewahrt haben, da die Überfirnung des Plateaus sie kaum tiefgreifend hätte zerstören können. Noch ein Argument bekräftigt die Annahme, daß man für diese Hebung auch das Eiszeitalter wird in Anspruch nehmen müssen. Die ältere Hebung und die darauf folgende Zeit der tektonischen Ruhe und Einebnung fällt ziemlich sicher in das Tertiär; wollte man auch noch die ganze jüngere Hebung im Tertiär unterbringen, so würde das wohl eine zu große Belastung dieser Periode ergeben, umsomehr als die jüngere Hebung sicherlich ein bedeutend größeres, vielleicht das doppelte Ausmaß erreichte als die ältere und dementsprechend länger gedauert haben muß.

Die auffällige Gleichartigkeit dieser beiden Krustenbewegungen und die Konstanz ihrer Hebungsachsen kehrt auch in den jüngsten Bewegungen des skandinavischen Bodens wieder. Über das Wesen der seit der spät-

[1]) Von einer glazialen Abschleifung des Landes auf den Fjeldflächen ist hiebei immer abgesehen worden; sie kann nicht unbeträchtlich gewesen sein, läßt sich aber auch nicht annähernd schätzen; doch kommt sie bei der hier in Rede stehenden Frage kaum in Betracht, da sie wohl die untere und obere Rumpffläche in ungefähr gleichem Maße betroffen haben dürfte.

glazialen Senkung vor sich gegangenen und noch andauernden Hebung Skandinaviens bestehen bekanntlich weitgehende Meinungsverschiedenheiten; es fragt sich, ob sie auf eine durch die Entlastung vom Eise bewirkte Deformation der Geoidfläche oder auf tektonische Ursachen zurückgeführt werden soll. Die erstere Ansicht vertrat bekanntlich zuerst Jamieson, dann De Geer und gegenwärtig namentlich A. M. Hansen.[1]) Dieser verlegt die Fjordtransgression in jene Zeit, als sich das Inlandeis bis über die Grenzen Skandinaviens ausbreitete, und betrachtet sie als eine Folge des Druckes der Eismassen. Die beiden in Norwegen zu unterscheidenden Hauptvergletscherungen wurden durch eine Periode abermaliger Hebung in einer Interglazialzeit getrennt, so zwar, daß das Land auch noch kurz vor dem Maximum der letzten großen Vergletscherung etwas höher stand als heute. Das beweisen Hansen die großen Endmoränenwälle dieser Zeit, die sich durch Vestfold parallel zur Küste nach Horten fortsetzen, nach SE. von Moss durch Smaalene nach Schweden sich verfolgen lassen und teilweise unter dem Meere gelegen sind. Als das Eis an diesen Endmoränen stand, sank das Land bis zum heutigen Niveau und die Senkung dauerte an bis zu der Zeit, als das Eis an den großen Inlandseen (Mjøsen, Spirillen, Randsfjord u. a.) stand. Diese Senkung erfolgte räumlich nicht gleichmäßig, sondern, wie sich aus der Höhenlage der fluvioglazialen und in Terrassen erhaltenen Ablagerungen dieses Stadiums zeigen läßt, am stärksten längs einer NE.—SW. verlaufenden Achse, die SE. von der jetzigen Wasserscheide liegt und mit der Eisscheide der letzten großen Eiszeit ungefähr zusammenfällt. Nahezu keine Senkung trat am Abfalle gegen die großen ozeanischen Tiefen und an den Küsten der Ostsee ein. Auch diese Senkung war nach Hansen eine Folge des Gewichtes der Inlandeismassen und mußte daher an der Eisscheide, wo das Eis am mächtigsten war, am stärksten sein. Endlich begann mit dem endgültigen Rückzuge des Eises die postglaziale Hebung Skandinaviens. Es besteht also nach Hansen ein vollkommener Parallelismus des Kommens und Schwindens der Vergletscherung mit den ab- und aufsteigenden Bewegungen des Landes. So verlockend nun diese Theorie auch ist, so stehen ihr doch mehrfache Schwierigkeiten gegenüber. Einmal ist eine Hebung des Landes nur zwischen den beiden großen Eiszeiten durchaus nicht bewiesen; nach Brøgger hat sie noch während der letzten Eisbedeckung angedauert. Unerklärlich ist es auch, warum die Yoldiensenkung ihren größten Betrag erreicht hat und aufhörte, als das Eis sich schon bis zu den heutigen großen Binnenseen zurückgezogen hatte und die Hebung schon um diese Zeit einsetzte. Die Fjordtransgression ist eine weit über die Grenzen Skandinaviens und der alten Vergletscherung zu verfolgende Erscheinung und hat einen ganz anderen Charakter als die Yoldiensenkung, die nur auf gewisse Teile Skandinaviens beschränkt war; schließlich findet die Litorinasenkung, die nun auch für das südlichste Norwegen nachgewiesen ist, in dieser Theorie keine Erklärung. In direktem Widerspruche mit ihr

[1]) Glacial succession in Norway (Journ. of Geology 1894, II, 2, S. 123—144) und Bogen om Norge, S. 23 ff.



aber stehen die Untersuchungen von Rekstad über die Strandlinien und Terrassen des westlichen Norwegens.[1]) Hier sowie auch in Helgoland und bei Tromsø zeigen die unteren Terrassen ein bedeutend schwächeres Gefälle als die oberen und denkt man sich Ebenen durch die verschiedenen Terrassenniveaus gelegt, so schneiden die oberen die heutige Meeresoberfläche näher der Küste als die unteren jüngeren; d. h. die ersten Phasen der postglazialen Hebung erstreckten sich nicht so weit von der Küste als die späteren, die Hebung gewann mit der Zeit an Raum. Das widerspricht der Anschauung, daß die abnehmende Eisbelastung eine Deformation oder ein Aufblähen des Gebirgskörpers zur Folge hatte, da mit abnehmender Belastung das Bereich der Hebung immer kleiner hätte werden müssen. Man wird daher auch in der postglazialen Hebung eher eine tektonische, mit der Vergletscherung nicht zusammenhängende Erscheinung zu sehen haben. Auffallend aber ist, daß auch diese Hebung längs einer der Längsachse der Halbinsel parallelen Linie am stärksten sich geäußert hat, und die neueste Verarbeitung der Isoanabasen durch De Geer verlegt die Hebungsachse fast an das Rückgrat der Halbinsel.[2]) Wenn wir nun sehen, daß auch die älteren Hebungen des Landes sowie die spätglaziale Yoldiensenkung sich längs NNE.—SSW. verlaufenden Achsen am stärksten vollzogen haben, so kommen wir zu dem Ergebnis, daß der scheinbar so stabile Boden Skandinaviens von der Tertiärzeit bis zur Gegenwart eine Reihe von alternierenden Oszillationen mitgemacht hat, die in Auf- und Einwölbungen mit bemerkenswerter Konstanz der Hebungs- und Senkungsachsen bestanden und die nur als Äußerungen tektonischer Kräfte gedeutet werden können.

Wie einleitend erwähnt, hat als erster Hans Reusch die heutige Oberfläche und Höhenlage Norwegens als Produkt mehrfacher Einebnungen und Hebungen gedeutet. In allerdings nur kurzen Andeutungen schildert dieser vorzügliche Kenner seines Landes den Unterschied der von ihm sogenannten paläischen Oberfläche und der neuen Formen und erkennt auf den Langfjelde im südlichen Norwegen zwei übereinanderliegende Rumpfebenen. Der älteren höheren gehören hier Hallingskarven und Reinsfjeld, ferner Folgefonn und Jostedalsbræ an, die Bildung der jüngeren begann nach Reusch, als das Land nach Fertigstellung der älteren Peneplain um 300 *m* gehoben worden war. Die Berge von Jotunheim bezeichnet Reusch als eine Gruppe von Monadnocks der älteren Peneplain, die ihre Erhaltung ihrer Zusammensetzung aus Gabbro verdanken; in ähnlicher Weise sind Einzelberge, wie Suletind südlich des Tyinsees und Skaget östlich des Bygdinsees, abgetragene Reste der älteren Peneplain. Die Hebungen verlegt Reusch in das Tertiär, läßt es aber unbestimmt, wie lange bereits die erneuerte Talbildung gewirkt hatte, als die Vergletscherung begann. Von dieser Auffassung unterscheiden sich die obigen Darlegungen, in denen versucht wurde, die von Reusch unterschiedenen zwei Niveaus auf größerem Raume nach ihrer verschiedenen Höhenlage und Erhaltung zu verfolgen und das präglaziale Relief zu rekonstruieren, nur in unwesentlichen Punkten. Einmal möchte ich nicht allgemein von einer jüngeren «Peneplain» sprechen, da es nur in einzelnen, namentlich in den südlichen, von Reusch besonders studierten Gebieten zur Ausbildung ausgedehnterer Ebenheiten gekommen ist, während im eigentlichen Hochgebirge die Denudation dieser Zeit nur Verebnungsflächen und breite Talböden geschaffen hat, deren Reste als Schulterflächen am Rande der Trogtäler einander gegenüber stehen. Ferner scheint mir die Erhaltung der Gruppen von Monadnocks aus den oben entwickelten Gründen nicht auf Besonderheiten der petrographischen

[1]) Bergens Museums Aarbog 1905, I, 20 ff.
[2]) Geol. Förening i Stockholm förhandl. 1898, H. 189.



Zusammensetzung zurückzugehen, und schließlich beträgt nach meinen Beobachtungen der Höhenunterschied der beiden Niveaus und somit der ungefähre Betrag der älteren Hebung bedeutend mehr als 300 *m*, welche Zahl Reusch für die Umgebung von Hallingskarven angibt. Neben Reusch haben namentlich J. Vogt[1]) und A. M. Hansen[2]) die heutige Oberflächengestaltung Norwegens auf Einebnungs- und Hebungsvorgänge zurückgeführt, unterscheiden aber nur eine gehobene Rumpffläche.

Auch Ed. Richter hat den Unterschied der Formen in Jotunheim und auf den typischen Fjeldflächen mit tektonischen Vorgängen in Verbindung gebracht. Darin, daß Jotunheim in das Gebiet besonders komplizierter Lagerungsverhältnisse fällt, zu denen hier noch das Auftreten mächtiger Eruptivmassen kommt, und in dem Umstande, daß die Arbeit der Denudation hier noch nicht so weit fortgeschritten ist als ringsum, sah Richter den Beweis dafür, daß Jotunheim nicht nur höher gehoben sei als die Umgebung, sondern namentlich, daß die Gebirgsbildung hier auch später erfolgt sei. Nun wissen wir aber, daß die Gebirgshebung, die die heutige Höhenverteilung in Norwegen zustande gebracht hat, mit der uralten Gebirgsbildung und auch mit dem Auftreten der Eruptivmassen nichts zu tun hat, sondern daß diese beiden Vorgänge durch sehr lange Perioden der kontinentalen Denudation getrennt sind. Überdies müßte man nicht nur Jotunheim in dem Prozesse der Denudation, der nach Richter wesentlich in dem Vorgange der Karbildung bestehen soll, als verspätet ansehen, sondern alle die isoliert auftretenden Gruppen mit Hochgebirgscharakter, und man müßte dann für jede dieser Gruppen ein lokales Hebungszentrum annehmen. Sollte anderseits das Jostefjeld dieselbe Vergangenheit haben wie Jotunheim, so müßte es in präglazialer Zeit ein Hochgebirge von alpinem Typus dargestellt und seinen heutigen Plateaucharakter wesentlich durch Kardenudation erhalten haben. Es ist aber dieser, wie gezeigt werden konnte, älter als jede quartäre Eisbedeckung. Nicht allein die verschiedenen absoluten Höhen, die nach Richter das Ergebnis verschieden alter Gebirgsbildung sein sollen, haben die Mannigfaltigkeit im Formenschatz des norwegischen Hochgebirges bedingt, sondern es war die infolge verschiedener geographischer Lage der einzelnen Teile des Gebirges verschiedene Art der Wirksamkeit der zerstörenden Kräfte des Eiszeitalters, die in dem Mittel- und Plateaugebirge der präglazialen Zeit die bereits bestehenden Verschiedenheiten des Reliefs verschärft und die heutige Oberflächengestaltung herausgearbeitet haben.

IV. DIE ENTSTEHUNG DER HEUTIGEN OBERFLÄCHENGESTALTUNG

Der kurze Überblick über den landschaftlichen und morphologischen Charakter des südnorwegischen Hochgebirges hat uns vergewissert, daß in ihm trotz gewisser einheitlicher Züge eine Reihe von Landschaftstypen auftreten. Wir sahen den bekannten norwegischen Fjeldtypus auf dem Dovrefjeld, dem Langfjeld, ähnlich auch auf dem Jostefjeld und Folgefonn; überall bildet hier die ältere Rumpffläche den Grundton der Landschaft. Reicher gegliedert ist Jotunheim, eine echte Massenerhebung, wo einem zwar überall deutlich erkennbaren, aber räumlich zurücktretenden alten Denudationsniveau rundliche, von Karen angenagte Bergmassen gleichsam aufgesetzt sind, und schließlich treten inmitten der eintönigen Landschaftsformen dieser beiden Typen inselartig Gebirgsgruppen von rein alpinem Charakter auf, die ebensogut irgendwo in den Zentralalpen stehen könnten wie die Horunger und

[1]) Søndre Helgelands Morphologi, N. geol. Unders., Nr. 29, 1900.

[2]) Bogen om Norge.



andere Gruppen des westlichen Jotunheim, die Alpen des Romsdal und die Berge an den innersten Teilen des Hjørund- und Norangsfjords, die Landschaftsbilder von durchaus nichtnorwegischem Gepräge bieten. Die Rekonstruktion des präglazialen Reliefs hat ferner gezeigt, daß diese Verschiedenheiten schon in präglazialer Zeit bestanden und durch das verschiedene Ausmaß der Zertalung bedingt waren. Diese Erklärung gibt uns auch den Schlüssel zum Verständnis der Entstehung der verschiedenen Typen des Reliefs.

Am Schlusse der ersten großen Einebnungsperiode war das Land zu einer welligen Rumpflandschaft mit vereinzelt sie überragenden Monadnocks und verhältnismäßig wenig Flüssen abgetragen. Als nun die neuerliche Hebung einsetzte, begann naturgemäß das erneute Einschneiden der Flüsse an den Rändern der sich aufwölbenden Scholle und schritt landeinwärts fort. Von den uralten Entwässerungslinien aus, die ihre Lage über die Periode der Einebnung hinaus bewahrt hatten, zweigten sich seitliche Wasseradern immer mehr sich vertiefend und verästelnd ab und zersägten den sich hebenden Gebirgskörper. Je weiter ein Stück des Gebirges von der Erosionsbasis, der damaligen Westküste, entfernt war, desto später wurde es von der neu belebten talbildenden Tätigkeit erreicht, desto geringer also war schon in tertiärer Zeit seine Zertalung. In ähnlicher Weise mußte auch von E. her, von der weniger hoch gehobenen schwedischen Platte eine Aufwärtsverlegung und Verzweigung der alten Abflußrinnen geschehen. Es war aber wahrscheinlich schon damals das neu entstandene Gefälle nach E. geringer als nach W. und es haben daher die von E. einschneidenden Flüsse in derselben Zeit ihren Lauf nicht so weit nach aufwärts verlängert und nicht so viele Seitenzweige in das Innere des Gebirges entsendet als die westlichen, so daß auch noch die östlich der Hauptwasserscheide gelegenen Gebirgsteile in ihrem ursprünglichen talarmen Zustande als Plateaustücke erhalten blieben. Der Zeitraum, der dieser Neubelebung der Tiefenerosion unter andauernder Hebung zur Verfügung stand, war offenbar nicht allzu lang. Es folgte eine Zeit des Stillstandes der Bewegungen der Kruste, an Stelle der Tiefenerosion der Flüsse trat seitliche Erosion und schuf ausgedehnte Verebnungsflächen. Abermals setzte eine Hebung ein und in gleicher Weise wie bei der ersten Aufwölbung wirkte die Tiefenerosion und verstärkte die bereits bestehenden Unterschiede der Zertalung, ohne aber auch diesmal die im Innern zu beiden Seiten der Wasserscheide gelegenen talarmen, unzerteilten Plateaumassen erreichen und zergliedern zu können. Denn wahrscheinlich sehr bald nach Beginn der zweiten Hebung wurde die Tätigkeit des fließenden Wassers durch die des strömenden Eises abgelöst, die wohl noch während der Dauer der Hebung einsetzte. Ihr bot sich auf den zwar hoch gehobenen, aber viel weniger zertalten Fjeldmassen ein ganz anderes Feld als in den stark gegliederten, wenn auch weniger hoch gehobenen Küstenlandschaften des Westens. Zwar wird man annehmen müssen, daß zur Zeit einer Maximalvergletscherung, gleichgültig ob diese einmal oder mehrmals eintrat, das ganze Gebirge in die Firnregion fiel und der schwach bewegte, alles verhüllende Firn auf die Verschiedenheiten der Unterlage die gleiche, nämlich



nur unbedeutende umgestaltende Wirkung ausgeübt hat. Jedesmal aber, wenn eine Abnahme der Eismächtigkeit eintrat, verwandelte sich die einheitliche Firnmasse in ein Eisstromnetz, das Eis sammelte sich zu Strömen und diese entfalteten in den vorgezeichneten Hauptentwässerungsfurchen eine gewaltige Trogerosion. Der rasche Abfall des Landes nach W., die günstigen Abflußbedingungen des Eises nach dieser Richtung und die große Nähe der atlantischen Tiefen mußten es verhindern, daß sich hier das Eis zu bedeutender Mächtigkeit anstaute. Es ragten daher im westlichen Teile des Gebirges bereits zahlreiche Gipfel trotz verhältnismäßig geringer Höhe über die Eisoberfläche auf, während die inneren Gebirgsstücke noch von einem nahezu ununterbrochenen Eismantel verhüllt waren. Hier im W. erhoben sich Mittelgebirgsformen mit gerundeten Wasserscheiden über die obere Gletschergrenze, die präglazialen Hohlformen an den Gehängen wurden die Wirkungszentren lokaler Gletscher, deren Firnfelder von einem Stück aperen Gehänges überragt waren. Damit waren alle Bedingungen für die Karerosion gegeben [1]) und aus der vereinigten Wirksamkeit von Trog- und Karerosion ging der Hochgebirgscharakter dieser Landschaften hervor.

Auf den großen Hochflächen, die sich nördlich, südlich und östlich an Jotunheim anschließen, hat sich die präglaziale Oberfläche noch nahezu erhalten, von der Abscheuerung durch Eis und der gewiß nicht sehr bedeutenden postglazialen Verwitterung abgesehen. Hier fehlten aber auch die Bedingungen für intensive Karbildung. Nicht daß diese Gebiete zu wenig hoch gehoben waren; aber sie lagen dem Zentrum der Vergletscherung zu nahe, im Bereiche der Aufstauung der Eismassen, und waren noch von Firn überdeckt, als die Gipfel des Westens bereits mit zusammenhängenden Gehängepartien über die Gletscheroberfläche emporragten. Noch wichtiger wurde es, daß hier die wenig gegliederten Gehänge der Einlagerung von Kargletschern zu wenig Angriffspunkte boten. Wohl finden sich auch hier gelegentlich seichte Kare in die zwischen den beiden Niveaus gelegenen Gehänge eingesenkt; aber sie liegen zu weit voneinander entfernt, als daß es zu einer Verschneidung der Karwände und zur Herauspräparierung schärferer Formen hätte kommen können. Fast alle Gipfel dieser Regionen sind Rundlinge. Nur auf den spärlich über die alte Rumpffläche aufragenden Berggruppen, wie Rondane, Snehætta oder Skridulaupa, sind die Kare etwas zahlreicher; aber auch hier läßt sich unschwer die alte Haubenform der Gipfel rekonstruieren, sie befinden sich in einem Übergangsstadium zwischen Rundlingen und Karlingen. So sind also die großen Fjeldflächen am wenigsten durch die Vergletscherung alteriert worden.

Etwas anders steht es mit den Berggruppen des zentralen Jotunheim mit den plumpen Gipfelformen vom Typus des Galdhøpig oder Glittertind. Sie befinden sich in einem weiter fortgeschrittenen Stadium der Zerstörung, aber zwischen den weiten Karen sind noch ziemlich ausgedehnte geschlossene Gehängeflächen erhalten. Hier war infolge der von Haus aus größeren Zertalung die Möglichkeit zur Karbildung größer als auf den umgebenden

[1]) Vgl. Penck in «Die Alpen im Eiszeitalter», S. 287.



eintönigen Fjeldflächen und früher und länger ragten die Berggruppen von Jotunheim infolge ihrer größeren Höhe über die Firndecke hervor. Auch hier haben die rundlichen Mittelgebirgsformen und flachen Wasserscheiden die Karbildung begünstigt und daher wurde die Gipfelregion, nämlich die über die alte Rumpffläche von ungefähr 2000 *m* an aufragenden Teile, durch Karerosion ausgestaltet, wenn auch nicht in so hohem Grade wie die zwar niedrigeren, aber für Karbildung günstiger disponierten westlichen Hochgebirgsgruppen. Recht auffallend ist gerade hier der Vergleich zwischen den durchaus alpin gestalteten Gruppen des westlichen Jotunheim, den Horungern und den Smørstabtindern, und den unmittelbar benachbarten höheren des zentralen Jotunheim. Außer der größeren Zertalung der ersteren Gruppen hat hier vielleicht noch ein anderer Umstand zu ihrer größeren Zerstörung und Auflösung beigetragen. Die Schneegrenze liegt hier, näher dem Meere, um einige hundert Meter tiefer als in der vom Meere weiter entrückten Massenerhebung des Galdhøpig (etwa 1700 gegenüber 1900 *m*) und lag wohl so auch in jeder Periode der Herausbildung selbständiger Eisströme. Es konnten daher, sobald die Bedingungen für Karbildung gegeben waren, die Kargletscher in den westlichen Gruppen tiefer herabsteigen und es liegen tatsächlich die Karböden hier tiefer. Es geschah also die Unterschneidung der Gehänge durch die Kare in tieferem Niveau, es wurden Gipfel mit größerer relativer Höhe, ausgedehnten Wandpartien und zerrissenen Formen herauspräpariert, während im Innern von Jotunheim die plumpe Bergform im wesentlichen erhalten blieb.

Zusammenfassend können wir also sagen: Die Verschiedenheiten des präglazialen Reliefs, namentlich das verschiedene Ausmaß der Zertalung, wurde bestimmend für die Herausarbeitung der verschiedenen Typen des Hochgebirges. Dazu kamen die verschieden günstigen Bedingungen für die Entfaltung einer intensiven Karerosion. Alle begünstigenden Umstände, nämlich reichliche Zertalung, genügend große absolute Höhe bei tiefer Schneegrenze, große relative Erhebung der präglazialen Mittelgebirgsformen über die alte Gletscheroberfläche, wirkten zusammen in den innersten Winkeln der Fjorde; daher ist auf diese das Auftreten der hochalpinen Gebirgsgruppen beschränkt.

Immerhin bilden diese keine geschlossene Zone längs der gesamten Westküste. Durchaus alpine Landschaftsbilder bieten die Küstengebirge etwa zwischen dem Lyngenfjord und dem Polarkreis trotz verhältnismäßig geringerer Höhen, aber bei sehr tiefer Lage der Schneegrenze.[1]) Es folgt Helgeland bis 65° N, gleichfalls ein in scharf individualisierte Gipfel aufgelöstes Bergland, das aus der Zerstörung einer gegen das Meer sanft abfallenden schiefen Ebene hervorgegangen ist.[2]) Dann erfährt etwa zwischen 65 und 63° N der Hochgebirgszug der Westküste eine breite Unterbrechung durch die Senke von Trondhjem, wo kein Punkt 1000 *m* erreicht und damit

---

[1]) Vgl. die prächtige Schilderung von E. Richter, Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpenver. 1896, S. 28 ff.

[2]) Vgl. J. Vogt, a. a. O.



die Vorbedingungen für Karerosion nicht gegeben waren. Aber schon die Berge im Hintergrund des Sundalfjords zeigen deutliche Annäherung an den hochalpinen Typus und seine prächtigste Entwicklung findet dieser im Hintergrund des Romsdal-, Hjørund- und Norangsfjords, deren Berge eine Welt für sich bilden, während unmittelbar gegen E. anschließend schon am Geirangerfjord der einförmige Fjeldtypus sich einstellt.

Weiter südlich aber bildet das vergletscherte Jostefjeld eine auffällige Ausnahme von der bisher beobachteten Regel. Trotz küstennaher Lage und anscheinend günstiger Höhenverhältnisse fehlt hier der hochalpine Gebirgscharakter und in einem senkrecht zur Haupterhebungszone gezogenen Profil sehen wir hier eine verkehrte Reihenfolge der Gebirgstypen: über den Verzweigungen des Nordfjords erhebt sich das wenig zerschnittene Jostefjeld, dahinter landeinwärts die alpinen Gruppen des westlichen Jotunheim und schließlich die Massenerhebung des zentralen Jotunheim. Es fragt sich einmal, warum die Zertalung des Jostefjeld in präglazialer Zeit so gering geblieben ist und daher eine der Bedingungen für die Entfaltung der Karerosion und die Herausbildung hochalpiner Formen nicht erfüllt war. Da zeigt sich aber beim ersten Blick auf die Karte, daß Jostefjeld von der heutigen Außenküste viel weiter, nämlich etwa 120 *km*, entfernt ist als die Hochgebirgslandschaft von Søndmøre, deren Zentrum nur 70 *km* von der Außenküste entfernt ist. Es war offenbar die mit Beginn der Hebung neu einsetzende Zertalung der Rumpffläche noch nicht so weit landeinwärts vorgeschritten, als die Vergletscherung begann; es bleiben also am Nordfjord viel größere Plateaustücke der alten Rumpffläche erhalten und diese bedeckten sich zu Beginn des Eiszeitalters sofort mit einer zusammenhängenden Firndecke, so daß die weitere Karerosion nahezu ausgeschlossen war. Überdies liegt im Gebiet des Jostefjeld die präglaziale Oberfläche etwa 150 *m* höher als in Søndmøre; sie ragte viel später über die alte Eisoberfläche empor, so daß der Karerosion hier nicht nur weniger Raum, sondern auch weniger Zeit gegeben war. Aber auch die an das Jostefjeld westlich anschließenden, also küstennäheren Gruppen, überhaupt das ganze Gebirgsstück zwischen Nord- und Sognefjord besitzt trotz Höhen von über 1500 *m* eine geringe Zertalung und somit keinen alpinen Hochgebirgscharakter. Es hängt dies wahrscheinlich damit zusammen, daß an der Mündung des Nordfjords die Wendung der Küste aus der SW.- in die Südrichtung beginnt, die sie nun bis in die Gegend von Stavanger beibehält. Sichtlich sind hier ausgedehntere Küstengebiete mit reicher Gliederung durch die diluviale Transgression ertrunken oder vielleicht auch durch tektonische Vorgänge abgesunken; es fehlt heute hier eine niedrige Küstenlandschaft, wie sie z. B. Søndmøre vorgelagert ist, und es treten zwischen Florø und Moldøen am Ausgange des Nordfjords Plateauberge von weit über 1000 *m* Höhe sehr nahe an die Außenküste heran; noch auf der Insel Bremanger erreicht der kühne Felsgipfel Hornelen 915 *m*. Es waren also auch diese Landschaften noch verhältnismäßig weit vom Rande der sich hebenden Platte entfernt und erfuhren keine so intensive Zertalung wie die Gebirge von Søndmøre.



Es bleibt aber ferner noch zu erklären, warum östlich von Jostedalsbræ im westlichen Jotunheim noch einmal alpine Landschaften auftreten. Hier kommt wohl zunächst das rasche Anwachsen aller Höhen landeinwärts in Betracht. Auf einer Strecke von nur 65 *km* (Lodalskaupa—Galdhøpig) steigt die alte Rumpffläche um mehr als 300 *m* an und die Gipfel des westlichen Jotunheim liegen etwa 700 *m* höher als die Unterlage des Jostedalsbræ, 350 *m* höher als dessen höchster Punkt bei nur 60 *km* Entfernung. Sie bildeten daher sehr frühzeitig und durch lange Zeit Aufragungen über die alte Gletscheroberfläche und erfuhren durch Karerosion eine viel lebhaftere Ausgestaltung. Überdies wissen wir, daß auf dem Jostefjeld die Einebnung viel vollkommener gewesen sein muß, wie dies schon die große Ebenheit seiner heutigen Firndecke beweist, als in Jotunheim, wo ausgedehnte Gruppen von Monadnocks, an sich schon eine Mittelgebirgslandschaft darstellend, über die nur verkümmert entwickelte alte Rumpffläche aufragten. Wieder sind es hier Verschiedenheiten in der Ausbildung teils der präglazialen Oberfläche, teils der alten Rumpffläche, die die Verschiedenheiten der heutigen Oberflächengestaltung erklären.

Südlich des Sognefjords kommt es nirgends mehr zur Entwicklung hochalpiner Szenerien. Die mit Inlandeis bedeckte Fjeldmasse der Folgefonn liegt nur 80 *km* von der Außenküste entfernt und an sie schließen sich landeinwärts gleichgeartete Plateauflächen an, die trotz größerer Höhe, aber infolge ihrer größeren Entfernung vom Meere keine oder nur geringe Vergletscherung besitzen. Aus dem nahezu unvermittelten Abbruch des hochgelegenen Landes gegen das Meer und der geringen Höhe der vorgelagerten Inseln (durchaus unter 800 *m*) ist zu schließen, daß hier ein verhältnismäßig jugendliches Senkungsgebiet vorliegt und auch hier eine ausgedehnte und reich gegliederte, aber wenig hohe Küstenlandschaft ertrunken ist; es liegt also auch Folgefonn weit vom Rande des präglazialen Landes entfernt. Ebenso wie auf den Inseln westlich des Handangerfjords als auch weiter südlich sind die Höhen zu gering, um die Entwicklung von Hochgebirgsformen aufkommen zu lassen.

Ein eingehenderes Studium der für Norwegen so fremdartigen hochalpinen Gebirgsgruppen ist bisher in auffälliger Weise vernachlässigt worden. Reusch widmet ihnen nur kurze Bemerkungen;[1]) auch Richter scheint sie, die Horunger ausgenommen, nicht besucht zu haben; doch würdigt er mehrfach die Bedeutung der Karerosion, die er wesentlich in postglaziale Zeiten verlegt, für das Auftreten hochalpiner Formen.[2]) Auf die verschiedenen Typen der Hochgebirgsformen geht Richter nicht näher ein und bezeichnet bloß Jotunheim als ein in der Entwicklung verspätetes Fjeldstück. Hingegen betont A. M. Hansen[3]) eindringlich den Gegensatz zwischen den wilden Hörnern und Tindern Søndmøres, die aus einem Plateau wie herausgeschnitten erscheinen, und den noch erhaltenen ebenen Plateauflächen; auch er schreibt der Karerosion den Hauptanteil an der Herausbildung der alpinen Formen zu, die auf jene Gebiete beschränkt seien, wo Nunataker nahe der Westküste aus dem Eise der letzten Eiszeit aufgeragt hätten. Wir glauben im vorangehenden gezeigt zu haben, daß dieser Umstand allein noch nicht genügt, um das insel-

[1]) N. geol. Unders. for 1900, Nr. 32, S. 156 (Horunger).

[2]) Auf die Richtersche Auffassung der Karbildung komme ich später zurück.

[3]) Bogen om Norge, S. 16.



artige Auftreten dieser Gruppen zu erklären, sondern daß überdies die verschiedene Höhenlage, namentlich aber die Verschiedenheiten der präglazialen Anlage und das durch die Entfernung von der alten Küste bedingte Ausmaß der Zertalung berücksichtigt werden muß. Ferner stellt Hansen die Gipfel des zentralen Jotunheim, Rondane und Gausta in dieselbe Formenkategorie wie die Berge von Søndmøre und des Romsdal. Dagegen ist zu bemerken, daß Rondane und Gausta noch keineswegs echt alpine Formen zeigen uud sich wesentlich von den letztgenannten Gruppen unterscheiden.

An der Ostküste des nördlichen Grönlands besteht gleichfalls eine auffällige Nachbarschaft zwischen alpinen und Plateauformen, die Nathorst auf tektonische Verschiedenheiten zurückzuführen geneigt ist, derart, daß steile Schichtstellung die Herausbildung alpiner Formen begünstige. Ich konnte mehrfach, namentlich im Romsdal, beobachten, daß diese Erklärung für Norwegen nicht zutrifft.

V. DIE GLAZIALEN FORMEN

Die Umwandlung des hochgelegenen präglazialen Mittelgebirges des mittleren Norwegen in ein Hochgebirge ist das Werk des Eiszeitalters. Kaum irgendwo auf der Erde treten die umgestaltenden Wirkungen der eiszeitlichen Gletscher so unmittelbar, ihre Spuren so frisch und unverwischt entgegen wie in Norwegen. Daher wurde schon frühzeitig hier die große Bedeutung der Eiswirkung erkannt; Spencer und Helland haben die Fjorde und Botner als glaziale Bildungen aufgefaßt; in späterer Zeit haben Ed. Richter, W. M. Davis und mehrere einheimische Forscher Beobachtungen über die Wirkungen der glazialen Erosion gesammelt und die abschließenden Untersuchungen von A. Penck und E. Brückner über den glazialen Formenschatz der Alpen geben nun auch die Grundlage für die Erklärung der verwandten Formen in den Gebirgen Skandinaviens ab, so daß über diesen Gegenstand gegenwärtig volle Einhelligkeit besteht und höchstens noch untergeordnete Fragen quantitativer Natur offen stehen. Es möge daher hier nur in kurzen Zügen und an der Hand typischer Einzelfälle eine Schilderung dieser Formen Platz finden, wobei namentlich auf die Unterschiede gegenüber ihrer Ausbildung in den Alpen Rücksicht genommen ist.

Die Chronologie des Eiszeitalters ist in Norwegen bedeutend einfacher als in den Alpen; da es an interglazialen Ablagerungen völlig fehlt, ist vielfach die Meinung vertreten worden, daß es in Norwegen überhaupt keine Interglazialzeiten gegeben habe. Doch wurde vor einiger Zeit auf dem Fjeld von Vaage im südwestlichen Norwegen ein Mammutzahn gefunden; da nun das Mammut schon vor der letzten Eiszeit ausgestorben war, versetzt Reusch diesen Fund in die letzte Interglazialzeit und gibt die Hoffnung nicht auf, daß ihr zugehörige Ablagerungen einmal aufgedeckt werden würden.[1]) Gewöhnlich hält man gegenwärtig an der von A. M. Hansen aufgestellten Chronologie fest.[2]) In der älteren Eiszeit, als das Land noch etwas höher lag als heute, also vor der Fjordtransgression, lag nach Hansen das Eis auf der Eisscheide höher als alle Gebirge, die Bildung von Karen war ausgeschlossen; damals reichte das Eis über Skandinavien hinaus bis zu den südlichsten Moränen Mitteleuropas. Auf eine wärmere Interglazialzeit folgte die letzte große Vergletscherung; ihre Grenzen dürften über die Westküste Norwegens nicht viel hinausgegangen sein. Es bestand also hier bereits eine Individualisierung in einzelne, den alten Tälern und Fjorden folgende Eisströme und zahlreiche Nunataker mögen über diese aufgeragt haben.

[1]) Vore Dale og Fjelde, S. 26.

[2]) Glacial succession in Norway, Journ. of Geol. 1894, S. 144.



Das südliche Norwegen war damals, wie Brøgger seinerzeit gegen De Geer nachgewiesen hat, gleichfalls noch gänzlich vom Inlandeis bedeckt und vielleicht setzte hier die tiefe norwegische Rinne seinem weiteren Fortschreiten ein Ziel. Diese die Küstenlinien Norwegens nicht überschreitende Vergletscherung ist wahrscheinlich gleichaltrig mit dem sogenannten jüngeren baltischen Eisstrom und es bedeuten, wie gegenwärtig in Skandinavien und Dänemark fast allgemein angenommen wird, die sogenannten großen baltischen Endmoränen die äußerste Grenze der letzten großen Vergletscherung. Nun begann gleichzeitig mit dem Eintritt der Yoldiensenkung der Beginn des Rückganges des Inlandeises. Über seine ersten Stadien sind wir aus der Gegend von Kristiania durch die Untersuchungen von Brøgger genau unterrichtet.[1]) Der etappenförmige Rückzug ist hier durch drei parallel verlaufende Züge von Endmoränen («Raer») angezeigt, dieselben, die man früher als die äußersten Endmoränen der letzten großen Eiszeit ansah. Zur Zeit der inneren Raer muß das Eis schon so dünn gewesen sein, daß es in den peripherischen Teilen des südlichen Norwegens nur mehr die Täler füllte. Parallel mit diesem Teile der Rückzugsperiode, für die Brøgger den Namen «Kristianiaperiode» vorschlägt, ging die wahrscheinlich immer langsamer werdende Senkung und als diese aufhörte und die Hebung begann, stand der Eisrand an einer Linie, die durch die unteren Enden der großen Seen Mjøsen, Randsfjord, Spirillen, Krøderen und Tinsjø im südlichen, Sandven-, Eidfjord, Granven-, Olden-, Loen-, Stryn- und Hornindalsvand im westlichen Norwegen bezeichnet ist. Hier haben die Gletscher große Endmoränen zurückgelassen, die teilweise die Abdämmung dieser Seen besorgen; hier muß ein längerer Stillstand des Rückzuges stattgefunden haben. Hansen bezeichnet dieses Stadium als das Binnensee- (Indsjø-) Stadium und es hat allen Anschein, als ob es mit dem Bühlstadium der Alpengletscher parallelisiert werden könnte.[2])

Der weitere Rückzug des Eises ist durch zahlreiche Endmoränenwälle im Innern des Gebirges markiert, die aber bisher keine systematische Beschreibung erfuhren.[3]) Doch geschah die allgemeine Annäherung des Klimas an die heutigen Verhältnisse nicht kontinuierlich; Rekstad hat aus dem Vorkommen abgestorbener Baumreste nachgewiesen, daß zu einer Zeit, als bereits etwa 80—90% der letzten Hebung vollendet waren, die Kiefergrenze in Norwegen 350—400 *m* höher gelegen war als heute, und schloß daraus auf eine parallele Verschiebung der Schneegrenze um den gleichen Betrag.[4]) Dann müßten also die großen Plateaugletscher des westlichen Norwegens, wo die Schneegrenze heute etwa 1400—1600 *m* hoch liegt, nicht bestanden und auch Jotunheim nur eine kümmerliche Vergletscherung besessen haben. Es fällt diese wärmere Periode höchstwahrscheinlich mit der in den Ostseeländern und auch im südlichsten Norwegen nachgewiesenen Litorinasenkung zusammen, die eine Unterbrechung der postglazialen Hebung bedeutet.

Die durch die Vergletscherung oder zum mindesten unter ihrer Mitwirkung geschaffenen Formen des norwegischen Hochgebirges haben im wesentlichen dieselben Züge wie in den Alpen; doch gibt es immerhin manche durch die verschiedene morphologische Entwicklungsgeschichte der beiden Gebirge bedingte Unterschiede, es ist gleichsam der Stil der Formen ein anderer. In den Alpen sind die glazialen Züge einem Gebirge aufgedrückt worden, das vor der Eiszeit bereits eine große absolute Höhe besaß

[1]) Om de senglaciale og postglaciale Nivåforandringer etc. N. geol. Unders. 1900/1.

[2]) Brøgger stützt dies durch den Vergleich seiner Berechnung der seit dem Maximum der Yoldien- (oder epiglazialen) Senkung verflossenen Zeit (etwa 18600 Jahre) mit den Berechnungen von Penck über das absolute Alter der ältesten Kulturschichten von Schweizersbild (Strandliniens Beliggenhed under Stenalderen, N. geol. Unders. 1905, Nr. 41, S. 289ff.). Eine viel kürzere Zeit hat Hansen (a. a. O.) herausgerechnet; einen ähnlich langen Zeitraum nimmt Rekstad an (Bergens Mus. Aarbog 1906, I, 1—48).

[3]) Einen solchen Versuch habe ich an anderer Stelle unternommen (Z. f. Gletscherk. II, 1908).

[4]) Skoggrænsens og Sneliniens større højde, N. geol. Unders. 1903.



und in seinem östlichen Teile bis in sein Inneres ein reifes Gebirge mit Mittelgebirgsformen war, während das Zurücktreten der Kare in den Schweizer Alpen dafür zu sprechen scheint, daß sie auch schon vor der Eiszeit in gewissem Maße den Hochgebirgscharakter trugen. In Norwegen wurde durch eine ungleich mächtigere und länger andauernde Vergletscherung ein wenig zertaltes Plateaugebirge, nur in einigen der westlichen Fjordlandschaften ein reicher gegliedertes Mittelgebirge glazial ausgestaltet. Hier ist der heutige Hochgebirgscharakter ausschließlich ein Werk der Eiszeit.

1. DIE TROGTÄLER

Die nahezu allein herrschende Talform des norwegischen Hochgebirges ist die für glaziale Wirkung charakteristische U-Form, der Taltrog. Scharf sondern sich dabei die flachen und seichten Fjeldtäler von den tiefeingeschnittenen, steilwandigen Tälern der küstennahen Region, den Fjorden und den sie landeinwärts fortsetzenden Fjordtälern sowie den wenigen Hauptentwässerungsfurchen des Innern. Der erstere Typus herrscht auf der Höhe des wenig zerschnittenen Fjelds vor; sie zeigen ein ziemlich weit vorgeschrittenes Stadium der präglazialen Wasserwirkung an, als der Fluß sich durch Seitenerosion einen breiten, deutlich von den Gehängen sich absetzenden Talboden geschaffen hatte, in dem er durch seine Anschwemmungen in Mäandern dahinfloß. Heute liegen diese Täler in festen Fels eingebettet; häufig sind sie in eine Kette von seichten, flachufrigen Seen umgewandelt, die Felsriegel voneinander scheiden, und kleine, aus dem See aufragende Inseln sind als Zeugen der selektiven Erosion des Eises, aber wohl noch unter der präglazialen Talsohle gelegen, erhalten geblieben. Die Wirkung des über die Plateauflächen bewegten, nicht allzu mächtigen Firns hatte sich darauf beschränkt, die Schuttausfüllung der Täler auszuräumen, die Böschung der Gehänge durch Abschleifung zu mildern und an einzelnen Stellen flache Felswannen auszukolken. Solcher Art ist das schon des öftern erwähnte Tal der obern Otta bis unterhalb Grotlid, wo die sanft geböschten Gehänge selten mehr als 400 *m* über den breiten Talboden ansteigen und in das der 8 *km* lange Breidalsvand, Læger- und Langvand eingesenkt sind. Ein flaches Fjeldtal, das gleichfalls nur wenig unter die präglaziale Landoberfläche vertieft ist, ist auch das Tal des Opheimsvand, das von Vinje bis zur Wasserscheide gegen das Nærødal und den Sognefjord allmählich hinaufführt.[1])

In scharfem Gegensatz zu den Fjeldtälern stehen die tiefen Fjordtäler mit meist breiter Talsohle, den steilen, oft wandartig (mit Böschungen bis zu 60°) ansteigenden, geschliffenen und untergrabenen Gehängen und der deutlich von der Trogwand sich absetzenden Schulter. Der Übergang zwischen den beiden Taltypen geschieht entweder derart, daß das Fjeldtal in seiner ganzen Breite unvermittelt an der Trogwand abbricht, so daß sein Fluß in Fällen über diese herabstürzt und seine Sohle nur eine unbedeutende

[1]) Mehrere derartige Fjeldtäler hat H. Reusch aus Telemarken und Sætersdalen eingehend beschrieben (D. n. geogr. Selsk. Aarbog XV, 1903/4, 1—13).



Unterbrechung im Verlauf der Schulter bildet, oder daß das Fjeldtal nach Aufnahme mehrerer Seitentäler treppenartig sich zu einem tiefen Trog ausbildet, wie es beim Ottatal der Fall ist. Die Ausbildung der Schulter, die zu den auffälligsten Zügen der norwegischen Glaziallandschaft gehört, ist eine sehr verschiedene je nach der präglazialen Gestaltung des Reliefs. In sehr vielen Fällen sehen wir die nahezu horizontale oder nur unmerklich ansteigende Schulterfläche weit ins Innere des Gebirges als breite Ebenheit sich zwischen den isolierten Höhen, den Resten der älteren Rumpffläche, fortsetzen und die an Ausdehnung vorherrschende Fjeldfläche bilden. In den stärker gegliederten Hochgebirgsgruppen des Westens bildet sie zumeist wie in den Alpen nur eine verhältnismäßig schmale Leiste oder eine Knickung im Verlauf der Gehänge; in manchen Fällen fehlt sie völlig, sie ist durch die besonders verstärkte Eiserosion, wahrscheinlich dort, wo das Eis durch Talengen gepreßt wurde, gleichsam wegrasiert und einheitliche Trogwände steigen von der Talsohle bis zur Gipfelregion empor. Dies ist z. B. im Romsdal der Fall, wo die Schulter als breite Fläche noch auf der Strecke von Stueflaten bis unterhalb Fladmark entwickelt ist und dann sich immer mehr verschmälert, bis schließlich die Wand des Romsdalshorn ohne jede Gliederung fast 1500 *m* zur Talsohle abstürzt. Auch in den in das Jostefjeld einschneidenden Tälern sind die Wände bisweilen bis zur Höhe des Plateaurandes ungegliedert. Man ist in solchen Fällen, wo der Trogrand fast in die Höhe der alten Rumpffläche fällt und sich dazwischen zwar ausgedehnte, aber sehr schwach geneigte Gehänge einschalten, leicht geneigt, den Betrag der glazialen Talvertiefung zu überschätzen, namentlich wenn die Breite des Tales oder Fjordes recht bedeutend ist, und hiefür den ganzen Höhenunterschied zwischen dem Trogrand und der Talsohle zu setzen. Es ist aber hier der präglaziale Talboden überhaupt nicht mehr vorhanden; die am Trogrand absetzenden sanft geneigten Flächen sind nur Gehängestücke des präglazialen Tales, die in einem nicht mehr zu rekonstruierenden Niveau zur Verschneidung kamen. Dies gilt z. B. vom Geiranger-, Nærø- oder Sognefjord, wo der Trogrand etwa 1300—1400 *m* über dem Meeresspiegel liegt. Hingegen läßt sich in solchen Fällen, wo die Schulter nahezu horizontal an der Trogwand absetzt und damit den alten Talboden andeutet, anderseits die Schliffe bis nahe an den Fluß herabreichen, der Betrag der Eintiefung unter die präglaziale Oberfläche recht zuverlässig ermitteln; treten überdies in der Höhe der Schulter die nur unbedeutend vertieften Fjeldtäler an den Trogrand heran, so ergibt dieser Betrag zugleich den der Übertiefung des Haupttales. Im oberen Gudbrandsdal bei Laurgarad erhält man hiefür den Betrag von 650 *m*, wozu allerdings noch die Mächtigkeit der Schottererfüllung des Tales zu setzen ist, im Leiradal oberhalb Røjshejm 400 *m* (vgl. Taf. XI, Fig. 2). Im mittlern Romsdal, wo in 950 *m* Höhe am Rande der Schulter der Mongevand in einem flachen Fjeldtale liegt, erreicht die Übertiefung nahezu 800 *m*. Im mittleren Teile des Sognefjords, wo dieser ziemlich gleichmäßige Tiefen von über 1200 *m* besitzt und die Schulter etwa 800 *m* hoch liegt, ergibt der Betrag von 2000 *m* nicht die glaziale Erosionsleistung, sondern die Eintiefung des Fjordes unter die alte Rumpffläche, die



hier die herrschende Oberfläche bildet. Der präglaziale Talboden liegt in diesem Falle nahe der Küste, wo die spättertiäre Hebung nur ein geringes Ausmaß erreichte, wahrscheinlich nicht viel über dem heutigen Meeresspiegel.

Noch deutlicher als in den Alpen aber läßt sich zeigen, daß die erwähnten Größen bis zu etwa 800 *m* tatsächlich allein der Eiswirkung zuzuschreiben sind. Denn nur in den seltensten Fällen ist unter das Niveau der Trogsohle noch ein jugendliches V-Tal eingeschnitten. Ein Beispiel hiefür bietet das etwa 2 *km* lange Talstück zwischen Opheim und Vinje (s. o.), wo die Bildung einer 100 *m* tiefen Schlucht in weichem Tonglimmerschiefer wahrscheinlich die Folge einer jugendlichen Verlegung der Wasserscheide ist.[1]) Zumeist handelt es sich bei solchen Fällen sehr junger Tiefenerosion des Baches nur um kurze Talstücke, wo der Bach eine Steilstufe oder einen Riegel durchschneidet. In der Regel aber reichen die Schliffe in wunderbarer Frische bis zum Fluß herab (z. B. im Raumatale oder im Tale von Frøise bei Hellesylt); die postglaziale Erosionsleistung des Wassers ist durchaus geringfügig, was in Anbetracht der Kürze der Zeit, seit der diese Täler eisfrei geworden sind, nicht wundernehmen kann. Sie liegen noch alle innerhalb der Moränen des Seenstadiums.

Anderseits aber ist in vielen Fällen der Betrag der postglazialen Verwitterung an den Trogrändern nicht unbedeutend, namentlich dort, wo sie vom Eise untergraben wurden und nach dessen Schwinden nachstürzen mußten. Solche Stellen fallen gewöhnlich mit auffälligen Verengungen des Tales zusammen. So windet sich die Rauma durch einen Engpaß zwischen den Wänden des Romsdalshorns und der Troldtinder hindurch und durchbricht dreimal nacheinander mächtige Bergsturzmassen. Etwa halbwegs zwischen der Paßhöhe von Fibelstad und Øje verengt sich das Norangsdal zu einer wilden Schlucht, in der Lawinenkegel regelmäßig den Sommer überdauern; ungeheure Massen von «Uren», Bergsturztrümmern, überkleiden die Gehänge, überdecken stellenweise den Fluß völlig und von stetem Steinschlag bedroht, mußte die Straße in den Fels gesprengt werden. Auch im Nærødal sind am rechten Ufer große Bergstürze von den aus Labradorit bestehenden Gehängen niedergegangen; noch größer scheint der Schuttreichtum im Bereiche der weicheren Sparagmite, z. B. im Gudbrandsdal zu sein.

Es setzen also an solchen Stellen die Schliffe aus und es erscheinen frische Verwitterungsformen. Aber der ganz gleichmäßige Erhaltungszustand der Schliffe an den Trogwänden beweist auch, daß das Eis tatsächlich gleichzeitig die ganze Taltiefe erfüllt, also Mächtigkeiten von weit über 1000 *m* gehabt hat. Jordalsnut (1100 *m*) und Kaldafjeld (1200 *m*) im Nærødal sind prachtvolle Rundlinge bei einer Höhe der Talsohle von unter 100 *m*. Eine Einschachtelung mehrerer Tröge ineinander, von denen jeder einer Eiszeit entsprechen soll, wie dies Heß auf Grund der zu solchen Schlüssen gänzlich ungeeigneten norwegischen Karten sich vorgestellt hat,[2]) läßt sich nirgends beobachten.

Außer der so außerordentlich charakteristisch hervortretenden hochgelegenen und horizontalen Schulter, die den präglazialen Talboden andeutet, zeigt die Trogwand in einigen Fällen auch Gehängeknickungen und Leisten in viel tieferem Niveau. Sehr deutlich erscheint eine solche Stufung im Nærødal in einer Höhe von etwa 300 *m* über dem Tale, in der auch der bekannte Stalheimsklev liegt und in der die Wände im Talhintergrund sich zusammenschließen, über die der Stalheimsfos herabfällt. Im Tale der Rauma bei Ormeim beobachtete ich eine solche Unterbrechung der Trogwand in ca. 500 *m* Höhe, gleichfalls etwa 300 *m* über dem Boden des Troges, in den der Fluß hier noch etwa 50 *m* tief eingeschnitten ist (vgl. Taf. IV). Ähnliche Verhältnisse beschreibt Reusch aus dem Lærdal, das ich nicht besuchen konnte.[3]) Hier sind unweit Kvamme in einer Höhe von 300—400 *m* über

[1]) Vgl. Reusch, a. a. O. 145.
[2]) Pet. Mitt. 1903, S. 73 ff.
[3]) A. a. O. 177.



dem Tale Reste eines älteren Talbodens zu erkennen und Vindhelleaas und Seltemaas sind solche von N. und S. vorspringende Riegelberge mit ebener Oberfläche. Schon als der Talboden in dieser Höhe lag, hatte das Lærdal die U-Form; in einem späteren Stadium wurde dann der heutige Trog geschaffen, der sich aber bereits mehr der V-Form nähert. Reusch ist der Ansicht, daß dieses Tal, weil näher der Hauptwasserscheide und Eisscheide gelegen, weniger vom Eise modelliert wurde als die nahe dem Rande der Vereisung gelegenen. Ferner berichtet Reusch,[1]) daß man längs der ganzen Küste des inneren Hardanger- und Sørfjordes breite Terrassen in anstehendem Fels, 20—30 *m* über der Küste, verfolgen könne, die bis an die Außenküste reichen, sich dort verbreitern und in die gehobene marine Plattform der Strandebene übergehen. Die geringe absolute Höhe dieser Terrassen, die nach Reusch gleichfalls als Reste eines alten Talbodens aufzufassen sind, braucht nicht aufzufallen, da der Sørfjord bei Jaastad und Grimø, wo gleichfalls solche Terrassen auftreten, Tiefen bis 340 *m* besitzt. Möglicherweise hat man in allen diesen Terrassen und Gehängeleisten Reste alter, vielleicht interglazialer Talböden zu sehen, wie sie auch in den Alpen nachgewiesen sind.[2])

Ein weiteres Kennzeichen der norwegischen Trogtäler, das sie mit denen der Alpen gemeinsam haben, ist die Stufenmündung der Seitentäler. Diese sind ausnahmslos Hängetäler. Aus dem seichten Fjeldtal kommend, tritt der Bach an den Trogrand und stürzt zumeist in hohen Fällen über die Trogwand herab; ohne jeden Übergang schneidet diese das System der Fjeldtäler durch. Es ist im Wesen dieselbe Erscheinung wie in den Alpen, aber hier in Anbetracht der größeren Eintiefung des Haupttales unter die präglaziale Landoberfläche und ihres besseren Erhaltungszustandes auf der Höhe der Fjelde ungleich auffallender und großartiger. Richter, der diese Verhältnisse trefflich geschildert hat,[3]) führte sie darauf zurück, daß zu der Zeit, als sich das Eis in den großen Haupttälern bereits zu Eisströmen vereinigt hatte, die höheren Gebirgspartien noch in Firn eingehüllt waren, während die schon vorgezeichneten Tiefenlinien der heutigen Fjordtäler durch Wasserzirkulation oder durch schneller bewegte Eisströme kräftig erodiert wurden, daß somit die entscheidenden Perioden für die Herausbildung der charakteristischen Züge der Fjordtäler die Zwischenperioden der Eiszeiten und ihre geringeren Stadien gewesen sind. Doch können diese Bedingungen auch schon während des Maximalstandes der letzten Eiszeit bestanden haben, als in den westlichen Landschaften es bereits zur Herausbildung eines Eisstromnetzes gekommen war. Die Erscheinung der Hängetäler ist wie in den Alpen ein Resultat der Übertiefung der Haupttäler und diese erreichte in Norwegen bei der größeren Mächtigkeit der Eisströme und der geringen Eiswirkung auf der Höhe der Fjelde weit größere Beträge als in den Alpen, weshalb eben das Mißverhältnis zwischen der Erosion im

[1]) A. a. O. 189 ff.
[2]) Vgl. Brückner in «Alpen im Eiszeitalter», S. 608 ff.
[3]) A. a. O. S. 178 ff.



Haupt- und im Nebental so auffallend wird. In den alpinen Landschaften des Westens, z. B. Søndmøre, ist auch die Erscheinung der Hängetäler der in den Alpen ähnlicher; es handelt sich nicht mehr um völlige Zerstörung der unteren Teile der Seitentäler, sondern diese werden zu kurzen, engen Schluchten; ihre breiten Trogböden liegen etwa 600—700 *m* über denen der Haupttäler und ungefähr im Niveau der Schulter, die hier nur als Knick im Gehänge ausgebildet ist.

Nur in seltenen Fällen fehlt eine ausgeprägte Stufenmündung, nämlich dort, wo zwei ziemlich gleich große Täler sich vereinigen. In der Regel aber bilden dann beide Täler kurz vor ihrer Vereinigung Steilstufen, es steht also die Erscheinung der hängenden Täler in innigem Zusammenhang mit dem Stufenbau der Täler. Der übertiefte Talboden fällt stufenförmig ab und gliedert sich in einzelne, besonders stark übertiefte Becken, die durch Riegel voneinander getrennt sind. Die Erscheinung der Talstufen ist von den petrographischen Verhältnissen des Gebirges völlig unabhängig, sie knüpft nicht an das Auftreten verschieden harter Gesteinspartien an; wohl aber besteht eine enge Beziehung zwischen der Mündung der Seitentäler und dem Auftreten von Talbecken. Stets findet man die Talstufe unmittelbar unterhalb der Mündung eines größeren Seitentales, dort also, wo der Gletscher des Haupttales eine momentane Verstärkung seiner Erosionsfähigkeit durch den ihm zuströmenden Seitengletscher erfahren hat.[1]) Ein großartiges Beispiel für den Stufenbau eines Trogtales bietet das Videdal, das von E. in den Strynvand mündet (vgl. Taf. I). Unterhalb der Paßhöhe gegen das Ottatal (1140 *m*) liegt ein langgestrecktes Becken, das der Langvand teilweise erfüllt. Nun senkt sich das Tal allmählich herab bis Stenhuset (780 *m*) auf 18 *km* Entfernung; dann aber folgt die erste große Steilstufe herab bis Skaare, wo das Skjæringsdal aus wilder Schlucht mündet; dabei hat sich die Talsohle auf 4 *km* Luftlinie, aber 8 *km* Straßenlänge um ca. 600 *m* gesenkt, d. i. mit einem Gefälle von 150‰. Auch die noch weiter abwärts bis zum See folgenden drei Stufen liegen stets oberhalb der Mündung von Seitentälern. In ähnlicher Weise steigt die Straße von der Höhe des Djupvand nach Meraak am Geirangerfjord herab, wobei sie einen Höhenunterschied von 1000 *m* auf 16 *km* Länge bei bloß 5 *km* Luftlinie überwindet. Dieses Gefälle wird durch zwei flache Talböden unterbrochen, die dort beginnen, wo sich von allen Seiten kleine Seitengräben vereinigen. Sehr überzeugend ist ferner der Zusammenhang des Stufenbaues des Haupttales mit der Vereinigung von gleichfalls stufenförmig gebauten Seitentälern im Gebiet der obern Otta. Unterhalb Grotlid setzt die erste größere Stufe oberhalb der Mündung des Torsdal ein und das Gefälle der Otta bleibt beschleunigt bis zum Pollfos (700 *m*), wo mehrere kleine Seitentäler mit dem Haupttal sich vereinigen. Die nächste Stufe liegt oberhalb der Vereinigung mit dem Braate- und Tundradal; von da an wird das Tal ein steilwandiger, flachsohliger Trog, größere Talseen treten auf, aber das Gefälle der Otta bleibt ein minimales, da Seitentäler fehlen, bis der Fluß über eine letzte kleine

[1]) Vgl. «Alpen im Eiszeitalter», S. 303 und 621.



Stufe unterhalb Vaage mit dem Laagen sich vereinigt, der eben vorher den Engpaß Rosten durchbrochen hat.

Im Gegensatz zu den kürzeren Tälern der Westseite, die wie riesige Treppen zu den Fjorden herabsteigen, stehen die langen, großen Täler des südlichen und östlichen Norwegens im Bereich der einförmigen Plateaulandschaften. Hier, wo auf Stunden jeder größere Seitengraben fehlt und nur höchst selten entwickelte Seitentäler münden, hört auch der Stufenbau auf. Mit unmerklichem und fast konstantem Gefälle senkt sich das Gudbrandsdal von der Mündung der Otta auf 300 *km* Lauflänge um nur 300 *m* bis zur Mündung in den Kristianiafjord und in ähnlicher Weise verlaufen das Valdres- und Hallingdal.

Aus dem Stufenbau der Täler erklärt sich schließlich auch der große Seenreichtum Norwegens; viele der großen Täler bilden nur durch kurze Flußstrecken unterbrochene Ketten von Seen, die an Stellen lokal verstärkter Eiserosion liegen und bei der Geschiebearmut der Flüsse und der kurzen Zeit, seit der das Land eisfrei geworden ist, noch nicht zugeschüttet werden konnten.

2. DER TROGSCHLUSZ

Die meisten der großen Trogtäler sind nach oben zirkusartig abgeschlossen, sie besitzen einen großartigen Trogschluß. Richter, der diese Erscheinung als Sacktäler eingehend beschrieben hat,[1]) unterschied von den amphitheatralisch erweiterten Talschlüssen nach Art der alpinen Trogschlüsse noch einen andern Typus, nämlich die steilwandigen Zirken vom Typus des Cirque de Gavarnie, wie sie auch in den Kalkalpen, am Königsee und Hallstätter See, und mehrfach in den Julischen Alpen vorkommen, in den östlichen Zentralalpen aber fehlen, in Norwegen hingegen auch im kristallinischen Gestein zu großartiger Ausbildung gelangen. Die Erklärung des ersten Typus, der glacial umgestalteten Talwurzeln, sah Richter darin, daß die Erosion der Quellbäche unter der Eisbedeckung aufhörte und die trennenden Rippen abgeschliffen wurden, während gleichzeitig im Tale die glaziale Abscheuerung des Bodens einen runden Trog erzeugte. Bei den Zirken vom Typus des von Gavarnie genügt aber nach Richter diese Erklärung nicht. Die einzige Kraft, die ausgereicht haben kann, um das ehemalige Gletscherbett in einen derartigen steilwandigen Schlund umzugestalten, sah er in dem Gletscherbach, der dem Plateaufirn als gesammelte Wasserader am oberen Talbeginn entströmte und in das alte Gletscherbett einschnitt, während oben die Firnbedeckung das Plateau schützte und ein weiteres Rückwärtseinschneiden des Baches verhinderte. Die Wände dieser Trogschlüsse sind nach Richter postglazial, weil sie nicht geschliffen sind, sondern frische Abbruchformen zeigen. Als großartigstes Beispiel hiefür nannte Richter den Talschluß bei Lunde in Jølster, wo der ebene Talboden von etwa 1000 *m* hohen, scheinbar senkrechten Wänden überragt wird. Doch beträgt die Neigung der Wande tatsächlich nur 40—50°, wäh-

[1]) A. a. O. S. 174.



rend sie an den Fjordwänden gelegentlich 55—65° erreicht.[1]) Meiner Meinung nach ist aber eine solche Unterscheidung zweier Typen von glazialen Talschlüssen nicht notwendig, sondern es hängt ihre verschiedene Ausbildung von dem verschiedenen Charakter der Hochgebirgsformen überhaupt ab. Dort, wo die nahezu horizontale Plateaufläche mit einem scharfen Gefällsbruch an der Trogwand absetzt, also die neuen glazialen Formen unvermittelt in die einförmige alte Landoberfläche eingesenkt sind, wie dies im Gebiet des Jostedalsbræ und in Jølster der Fall ist, dort erscheint auch der Trogschluß bedeutender und aus ähnlichen Gründen ist ja auch in den nördlichen Kalkalpen, wo die Hochregion zur Plateaubildung neigt, seine Entwicklung ähnlich wie in Norwegen und anders als in den Zentralalpen. Wo in Norwegen der alpine Charakter der Hochgebirgsformen herrscht, da tragen auch die Trogschlüsse dieselben Züge wie in den Gneisalpen. Für beide Fälle aber gilt die gleiche, von Penck gegebene Erklärung: Die Steilwandigkeit ist kein Produkt der Wassererosion, sondern die Trogschlüsse entstanden dort, wo von allen Seiten die von der oberen Talumrahmung herabfließenden Eismassen zusammenstießen und sich zu einem einheitlichen Strome vereinigten, wo also die Mächtigkeit des Eises infolge der Konzentration des Profils und damit auch seine Erosionsfähigkeit eine momentane Steigerung erfuhr. Daß diese Erscheinung in Norwegen gelegentlich zu so großartiger Ausbildung gelangt ist und der Höhenunterschied zwischen Trogboden und Trogrand hier so außerordentliche Beträge erreichen konnte, ist nur auf die bedeutend größere Mächtigkeit der norwegischen Eisströme zurückzuführen, vielleicht teilweise auch darauf, daß hier das Eis von den weiten Plateauflächen nur in wenigen Linien seinen Abfluß fand und dorthin seine Wirkung konzentrierte. Auch die frischen Abbruchformen an den steilen Wänden der Trogschlüsse sind eine in den Alpen häufig zu beobachtende Erscheinung und die Folge nachträglicher Verwitterung, die die Schliffflächen teilweise zerstörte. Ebenso wie die Bildung der Tröge dürfen wir auch die der Trogschlüsse in die letzte Hauptvergletscherung verlegen, in der namentlich in den westlichen Teilen des Gebirges eine hinreichende Individualisierung der Eisströme bereits stattgefunden hatte.

Von ähnlicher Großartigkeit wie der Talschluß von Lunde ist das Næsdal, der Abschluß des Loënvand, über den der Kjendalsbræ herabsteigt. Etwas gemildert in den Neigungsverhältnissen, aber sonst ganz gleichgeartet ist der Hintergrund des Oldenvand, in dem der Brixdals-, Melkevolds- und Aabrekkebræ in steilem Abschwunge bis zu Höhen zwischen 260 und 330 *m* über dem See sich herabsenken. Ein Sacktal in kleinerem Maßstab ist das zum Romsdalshorn führende Vengedal, von dem weiter unten die Rede sein soll.

Auf die umfangreiche Literatur über das Fjordproblem hier einzugehen ist wohl überflüssig, zumal darüber heute kaum nennenswerte Meinungsverschiedenheiten bestehen. Die ältere Literatur findet sich bei Penck[2]) und Dinse[3]) vollständig gewürdigt. Mit dem ganzen Erscheinungskomplex der Fjordlandschaft hat sich Ed. Richter eingehend beschäftigt und bedeutendes zur Lösung dieser Frage geleistet.[4]) Namentlich hob er die Steilwan-

---

[1]) Reusch, a. a. O. 182.
[2]) Morphologie II, 575.
[3]) Z. Ges. f. Erdk. Berlin 1895.
[4]) A. a. O. S. 177 ff.



digkeit der Fjorde und die unvollständige Durchführung des hydrographischen Systems hervor. Die Übertiefungstheorie in der ihr von Penck gegebenen Fassung hat zuerst W. M. Davis[1]) auf Norwegen angewendet und an einzelnen Beispielen erläutert. Er ging aber wohl zu weit, wenn er die heutige Wassererfüllung der Fjorde nicht auf eine diluviale Transgression zurückführt, sondern die Gletscher während eines konstanten Standes des Meeresspiegels ihr Bett bis tief unter diesen erodieren läßt, worauf mit dem Schmelzen des Eises das Meer von den übertieften Tälern Besitz ergriffen haben soll.

Mit den Fjordtälern des Sognegebietes hat sich vor kurzem auch Rekstad beschäftigt; er schildert ihre Trogform und ihren Stufenbau und betont gleichfalls die gewaltige Erosionsleistung der eiszeitlichen Gletscher.[2])

3. DIE KARE

Oberhalb der Schulterflächen und auf den Rücken und Kuppen, die aus der Fläche des Fjelds aufragen, beginnt das Bereich der Kare[3]) (vgl. Taf. X). Ihnen hat Richter eine besonders eingehende Untersuchung gewidmet. Seine Auffassung der Karbildung ging bekanntlich dahin,[4]) daß er der glazialen Erosion nur einen Anteil an der Schaffung der Karwanne oder des flachen Karboden zuschrieb, während die Steilwandigkeit der Karumrahmung nach ihm ein Produkt nachträglicher, aber postglazialer Verwitterung ist, unter Hinweis darauf, daß die Karwände, soweit er sie beobachten konnte, niemals geschliffen sind, sondern rauhe und frische Abbruchformen haben. Somit sind für Richter die Kare wesentlich eine Verwitterungserscheinung, die sich aus einer kleinen Nische durch rückwärts schreitende Verwitterung zu einem Zirkus erweiterten, wobei in der Schneeregion die Einlagerung eines kleinen Gletschers den gerundeten Karboden ausschliff, während die eisfrei gebliebenen Wandpartien immer mehr zurückwichen. Die Abhängigkeit der Kare von einer bestimmten, mit zunehmender geographischer Breite abnehmenden Meereshöhe ist für Richter ein Beweis dafür, daß auch sie nicht das Ergebnis der allgemeinen Vereisung, sondern zur Zeit der postglazialen Lokalvergletscherung entstanden sind, so daß sie noch gegenwärtig an der Zerstörung der über das Fjeld aufragenden Teile des Landes und an dessen Einebnung arbeiten.

Mit der Beschaffenheit der Karwände aber verhält es sich ebenso wie in den Alpen auch in Norwegen nicht überall gleich. Die Karwand des Kjedel am Galdhøpig ist nicht geschliffen, wie ich mich selbst überzeugen konnte. Aber ober dem Trogschluß des Vengedal öffnet sich ein typisches kleines Kar, dessen Umrahmung deutlichst von ganz frischen Schliffflächen bedeckt ist, ebenso wie auch die Wände des Trogschlusses. Das 1350 *m* hohe Skopshorn am Ausgang des Søkelvfjords in Søndmøre trägt ein unentwickeltes Kar; unter einer mehrfach gestuften Wand zieht ein sich ver-

[1]) Glacial erosion in Norway etc., Proceed. Boston soc. nat. hist. 1900, Nr. 29, S. 273.

[2]) «Fra indre Sogn», N. geol. Unders. 1905, Nr. 7, 1—53.

[3]) Ich vermeide die Bezeichnung «Botner» für Kare als morphologischen Terminus, da in Norwegen Hohlformen sehr verschiedener Art, z. B. auch Talschlüsse der verschiedensten Art unter diesem Namen zusammengefaßt werden.

[4]) Vgl. auch «Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen», Pet. Mitt., Erg.-H. Nr. 132, 1900.



engender Trichter herunter, der noch vor kurzem einen Gletscher beherbergt haben mag; auch hier sind die Wände geschliffen. Übrigens sind keineswegs, wie Richter meint, die Karwände die einzigen größeren Felspartien in Norwegen, die nicht geschliffen sind. Die Gratpartien aller der Hochgipfel, die ich zu besteigen Gelegenheit hatte, des Store Skagastølstind, des Lodalskaupa, Romsdalshorn, Smørskredtind und Kvitegg, haben rauhe Oberflächen und sind von der Verwitterung in Grattürme und Zacken aufgelöst wie bei irgendwelchem Hochgipfel der Zentralalpen, ohne daß aber eine zusammenhängend verlaufende Schliffgrenze zu verfolgen möglich wäre. Es hängt eben der Zustand dieser Felsen von der Zeit ab, seit der sie eisfrei geworden sind. Die Gipfel der westlichen Hochgebirgslandschaften und wohl auch Jotunheims haben vielleicht schon in der letzten Eiszeit als Nunataker über die Eisoberfläche emporgeragt und waren seither nie mehr von bewegtem Eise überflossen. Hier kann die Verwitterung (vielleicht unter nicht unwichtiger Mitwirkung einer Krustenflechte, die die Felsen überkleidet) ältere Schliffflächen, wenn solche aus der Zeit einer älteren und größeren Vergletscherung vorhanden gewesen sein sollten, schon längst wieder zerstört und verwischt haben, während Kare, wie das am Romsdalshorn, die vielleicht erst in sehr späten Phasen der Postglazialzeit eisfrei geworden sind, noch die frischen Spuren der Abschleifung tragen. Jedenfalls geht bei der in diesen Höhen und in diesen klimatischen Verhältnissen rasch arbeitenden Verwitterung die Zerstörung der Schliffe rasch vor sich; daraus folgt aber noch nicht, daß der postglazialen Verwitterungsarbeit ein hervorragender Anteil an der Erweiterung der Kare zufallen muß. Es läßt sich im Gegenteile zeigen, daß die Weiterbildung der Kare nahezu abgeschlossen ist, sobald sie einmal gletscherfrei geworden sind. Die Berge um den Storfjord sind solche in der Entwicklung stecken gebliebene, unvollkommene Karlinge. Deutlich sieht man hier, wie die Herausarbeitung der alpinen Formen mit der Karbildung zusammenhängt. Berge von geringerer Höhe wie das genannte Skopshorn sind nur einseitig und zumeist auf der NW.-Seite von Karen oder karähnlichen Nischen angeschnitten und befinden sich in einem Zwischenstadium zwischen Mittel- und Hochgebirgsformen. Die dahinter stehenden, etwas höheren Gipfel, wie das Jønshorn (1440 *m*), tragen noch heute gletschererfüllte Kare und haben echten Hochgebirgscharakter. Je früher also ausgedehntere Gehängepartien über den Eisstrom des Haupttales sich heraushoben und je länger solche Erhebungen Kargletscher trugen und über die allmählich emporrückende Schneegrenze aufragten, desto weiter ist die Zerstörung der ursprünglichen Bergformen gediehen. Dann kann aber nicht mehr die postglaziale Wandverwitterung die entscheidende Rolle bei der Bildung der Karform gespielt haben, sondern die erodierende Tätigkeit der in die Hohlform eingelagerten Lokalgletscher.

Die Höhe der Karböden nimmt parallel mit dem nach W. rasch abnehmenden Gefälle der letzten großen Eisströme vom Innern des Gebirges nach der Westküste rasch ab; während im zentralen Jotunheim die Karböden bis 1900 *m*, in den Horungern bis 1300 *m* hoch liegen, sinken sie in Søndmøre gelegentlich bis auf 1000 *m* herab; so liegt ein typisches Kar etwa



200 *m* unterhalb des Urbakken (1150 *m*), in dem der Kvitedalsvand liegt. Aber von einem einheitlichen Karniveau innerhalb einer Gruppe läßt sich kaum reden. Die Miendalstinder am linken Ufer des Hjørundfjords besitzen zwei Kare in sehr verschiedener Höhe, von denen das nach NE. exponierte bedeutend tiefer liegt als das nach SE. exponierte; die Karböden der Vengetinder liegen zwischen 1200—1500 *m* und ebenso wie in den Alpen sind auch untereinander liegende Kare an demselben Gipfel, sogenannte Kartreppen, keine Seltenheit. Wie in den Alpen haben auch in Norwegen jene Gebirgsteile den größten Reichtum an Karen, die vor der Eiszeit schon zu reich zertalten Mittelgebirgsformen ausgereift waren, also die hochalpinen Gruppen an den innersten Verzweigungen der Fjorde und Jotunheim; sie treten auf den unvergletscherten Plateaugebieten ebenso zurück wie auf dem Jostefjeld, das seine zusammenhängende Plateauvergletscherung von der Eiszeit (mit kurzer Unterbrechung) bis zur Gegenwart sich bewahrt hat.

4. DIE TALWASSERSCHEIDEN

Zu den auffälligsten Zügen jeder glazial ausgestalteten Gebirgslandschaft gehört das häufige Vorkommen von Talwasserscheiden, an denen sich unmerklich und unsicher die Scheidung zweier Talgebiete vollzieht, so daß es mitunter sogar zu Bifurkationen kommt. Im norwegischen Hochgebirge sind abgesehen von hochgelegenen, zumeist vergletscherten schartenähnlichen Übergängen andere Pässe als solche in Tälern kaum vorhanden. Zu den bekanntesten Talwasserscheiden gehört der von der Eisenbahn Kristiania—Trondhjem benützte, 670 *m* hohe Übergang aus dem Østerdal ins Guldal, ferner der (schon S. 18 beschriebene) Übergang aus dem Gudbrandsdal ins Romsdal, wo bei Lesjeværk in 630 *m* Höhe im Lesjekogevand eine wirkliche Gabelung sich vollzieht; der Übergang aus dem Norangsdal ins Nibbedal (350 *m*), die das Dovrefjeld überschreitende Tiefenlinie von Domaas nach Drivstuen, die bei Hjerkin in 1000 *m* Höhe ihren höchsten Punkt erreicht und die Wasserscheide zwischen dem Kristiania- und dem Trondhjemfjord trägt, wobei aber ein mittleres Stück durch einen kleinen Bach nach E. zur Folla und somit zum Glommen entwässert wird, so daß hier zwei unmerkliche Schwellen vorliegen. Alle größeren Täler von Jotunheim sind untereinander durch solche ungefähr im Niveau der Schulterflächen gelegene versumpfte Talwasserscheiden, die sogenannten «Bande», verbunden. Auch die nur unbedeutend unter das mittlere Niveau der großen Fjeldflächen eingeschnittenen seichten Hochtäler enthalten sehr häufig Talwasserscheiden; ein solcher zusammenhängender Talzug führt aus dem Hallingdal durch das Hemsedal und Mørkedal nach Lærdalsøren am Sognefjord; der höchste Punkt der Straße liegt 1155 *m* hoch, den nahezu horizontalen Talboden überragen die Gehänge nur um 200—300 *m*. Fast immer wird die Höhe der Wasserscheide von Seen oder Mooren eingenommen; das Gefälle ist zumeist nach beiden Seiten auf lange Strecken sehr gering; erst mit größerer Annäherung an die Fjordgegenden beginnt der Fluß tiefer einzuschneiden und mit rascherem Laufe die meist kürzere Abdachung nach W. zu überwinden.



Die Erklärung dieser unmerklichen Talwasserscheiden könnte auf zweierlei Weise gesucht werden: entweder durch die Annahme, daß die Wasserscheide einst an ganz anderer Stelle gelegen war, daß also ein solcher Talzug einst von einem einzigen Fluß über die jetzige Wasserscheide hinweg benützt worden sei und daß durch einseitig begünstigte Erosion, vielleicht verbunden mit tektonischen Vorgängen, eine Verlegung der Wasserscheiden stattgefunden habe; oder darin, daß eine Erniedrigung und Abtragung eines höheren wasserscheidenden Riegels eingetreten sei. Den ersteren Fall hat Reusch bei der Besprechung der Tallinie Hemsedal—Mørkedal im Auge.[1] Es ist aber schwer einzusehen, warum der Fluß einer solchen, gewiß schwachen und langsam vor sich gehenden Hebung nicht hätte entgegenarbeiten und seinen Weg durch die sich ungleich hebende Scholle nicht hätte beibehalten können. Die universelle Verbreitung der Talwasserscheiden in ehemals vergletscherten Gebirgen weist vielmehr auf einen Zusammenhang mit der Vergletscherung, nämlich auf Diffluenz- und Transfluenzerscheinungen der alten Eisströme hin und die detaillierte Untersuchung wird gewiß an der Hand der Verfolgung der Schliffe und vielleicht auch des petrographischen Habitus der alten Moränen die befriedigende Erklärung finden. Nur für einige Fälle soll hier auf Grund eigener, allerdings nur flüchtiger Beobachtungen eine solche versucht werden.

Am Lesjekogenvand bei Mølmen zeigen die Schliffe und Rundhöcker an der Quelle der Rauma bereits die Stoßrichtung nach NW.; es lag also hier die Eisscheide zum mindesten des letzten postglazialen Eisstromes an derselben Stelle wie die heutige Wasserscheide und die von den hochgelegenen Plateaus herabsteigenden und im Tale sich vereinigenden Eiszungen flossen wahrscheinlich südlich der heutigen Wasserscheide auseinander, indem sie diese nahezu völlig abtrugen.[2] Etwas anders lagen die Verhältnisse im Nibbedal und Norangsdal, wo die Übertiefungserscheinungen in großartigem Maße entfaltet sind. Im Nibbedal zeigen die Schliffe schon ein gutes Stück unterhalb der Paßhöhe die Stoßrichtung nach N. Bei Tryggestad, etwa halbwegs zwischen Hellesylt und der Paßhöhe mündet von S. her das breite Trogtal von Kjelstadlien; der aus diesem kommende Eisstrom scheint also bei Tryggestad sich gegabelt und einen Ast gegen den Sunelvfjord, den anderen über die bereits bestehende Wasserscheide bei Fibelstad nach dem Norangsfjord entsendet zu haben, wodurch diese zu dem heutigen breiten und flachen Übergang abgetragen wurde. Daß dieser Ast der stärkere war, geht daraus hervor, daß das Norangsdal stärker übertieft wurde und gleichsohlig in den Fjord mündet, während der nach E. zum Sunelvfjord fließende Bach eine tiefe Schlucht geschaffen hat und mit einem prächtigen Wasserfall in den Fjord mündet.

Sehr verwickelte Entwässerungsverhältnisse bestehen zwischen dem Gjende- und dem Bygdinsee im südlichen Jotunheim (vgl. Taf. XI, Fig. 3). Durch ein Sumpfgebiet fließt von S. vom Plateau von Valdresflyen der Fly-

---

[1]) A. a. O. S. 167.

[2]) Vgl. Machaček, Rückzugsmoränen in Norwegen (Z. f. Gletscherk. II, 1908).

bække in den Leirungselv. Dieser strömt aber nicht, wie es die Topographie vorzuschreiben scheint, direkt nach N. durch den untern Leirungsvand zum Gjendesee, sondern biegt nach NW. um und fließt in einem breiten, versumpften Tale zwischen Knutshø und Bukkehammer, bildet dann noch den obern Leirungsvand und mündet über eine 80 *m* hohe Stufe mit einem Wasserfall in den Gjendesee. Auch hier scheint ein Gletscher, der seine Ernährung vorwiegend aus dem noch heute vergletscherten Leirungsdal erhielt, sich gegabelt und einen Arm nach NW., einen nach N. gerichtet zu haben; an einer Stelle lokal verstärkter Erosion, nämlich kurz vor der Vereinigung dieses Gletschers mit dem des Gjendeseetales entstand der untere Leirungenvand, hingegen die flache Wasserscheide zwischen diesem und dem Leirungselv an der Stelle der Diffluenz des Leirungsdalgletschers, also an einer Stelle lokal verringter Erosion. Es trat also hier eine kleine Verlegung der Wasserscheide ein.

Ähnliche Verhältnisse schilderte Richter aus dem Stardal in Jølster am Südfuße des Jostefjeld.[1]) Dieses breite, zum Talschluß von Aamot führende Tal ist von N. her zweimal angezapft worden; offenbar entsendete der Gletscher aus dem alten, zum heutigen Jølstervand entwässerten Haupttal über die früheren Wasserscheiden Seitenäste nach N., die diese zerstörten. Durch die Diffluenz trat aber eine Verminderung der Erosionsfähigkeit des Gletschers ein, so daß die oberhalb der Diffluenzstelle gelegenen Talstücke stärker vertieft wurden als die unterhalb davon befindlichen, und nach dem Schwinden des Eises blieben im unteren Stück des alten Haupttales zwei Talwasserscheiden zurück. Eine etwas abweichende Erklärung gibt Reusch,[2]) der die Fortsetzung des alten Stardals gegen W., zum Südende des Bredheimvand sucht.

Gleichfalls auf die Abtragung durch Eiserosion führt A. M. Hansen die in der Hauptwasserscheide des Landes gelegenen Talwasserscheiden, z. B. die zwischen Østerdal und Guldal oder zwischen Romsdal und Gudbrandsdal zurück.[3]) Er stellt sich vor, daß in den letzten Stadien der Abschmelzung des letzten Inlandeises noch mächtige Eisreste (sogenannte Ispølse, Eiswürste) zwischen der ehemaligen Eisscheide und der der Westküste näher gelegenen Wasserscheide zurückblieben, durch die Seen aufgestaut wurden, die über die niedrigsten Stellen der Umrahmung, also über präglaziale Pässe, nach W. einen Abfluß fanden. Zeugen dieser Stauseen sind Strandlinien und Terrassen im Gudbrandsdal und Østerdal und deren Nebentälern hoch über den jetzigen Talscheiden. Über diese alten Pässe wurde schließlich das Eis mit Macht gedrängt und erniedrigte sie zu den heutigen U-förmigen Talstücken, in denen in Seen oder Sümpfen der unmerkliche Übergang von einem Talgebiet ins andere sich vollzieht. Ein solcher Vorgang der Abschmelzung in ihren letzten Phasen, wie sich ihn Hansen vorstellt, ist aber gewiß sehr unwahrscheinlich.[4]) Es ist doch eher zu erwarten, daß die letzten Eisreste auf den größten Höhen der Plateaus sich erhielten, als daß sie in der Gegend der ehemaligen Eisscheide quer über Berg und Tal liegen blieben, wie ja auch die heutigen Plateaugletscher, z. B. Folgefonn oder Svartisen, durch eisfreie Täler zerschnitten sind. Das Vorhandensein ehemaliger Eisstauseen steht gewiß fest, aber sie wurden wohl nicht durch «Ispølse» im Tale, sondern durch vom Plateau herabhängende Eiszungen gestaut. Mit den Talwasserscheiden haben sie nichts zu tun, deren Abtragung wohl schon durch die Eisströme früherer Stadien erfolgte. Auf die außerhalb des Gebietes der Eisscheide gelegenen Talwasserscheiden kann natürlich Hansens Erklärung noch weniger Anwendung finden.

Auch in den äußeren Fjordregionen treten solche unmerkliche Übergänge von Fjord zu Fjord auf als sogenannte Eide oder sie sind durch die

[1]) A. a. O. S. 188. [2]) A. a. O. S. 184.

[3]) Det norske geol. Selsk. Aarborg 1890/1 und Bogen om Norge, S. 28.

[4]) Vgl. auch Reusch, Bræsjøer i fordums tid, N. geogr. Selsk. Aarbog 1898/9, S. 93.

Hebung des Meeresspiegels in diluvialer Zeit verschleiert und erscheinen als Fjordstraßen; ihre Erklärung bedarf nach dem oben Gesagten keiner weiteren Erörterung.

VI. MEER UND LAND

Mit immer stärker werdendem Gefälle senkt sich die alte Landoberfläche nach dem Westmeere und fällt schließlich in steilen, stets mehrere hundert Meter hohen Kliffen zur Außenküste ab. Zwischen Kliff und Küstenlinie aber schaltet sich mit wechselnder Breite, «wie eine Krempe den Hut des Gebirges umrahmend», die sehr sanft zum Meere sich abdachende Strandebene ein, mit deren morphologischer Gestaltung und anthropogeographischer Bedeutung wir durch H. Reusch bekannt gemacht worden sind.[1]) Sie stellt den durch die postglaziale Hebung des Landes über das Meer gehobenen Teil der kontinentalen Plattform dar, die sich nun zuerst innerhalb des sogenannten Schärenhofes mit sehr schwacher, dann außerhalb der Schären mit stärker werdender Böschung unter dem Meeresspiegel fortsetzt, bis schließlich an einem stets deutlich ausgeprägten Gefällsbruch, dem sogenannten Havbroen, der Steilabfall nach den großen atlantischen Tiefen beginnt. Es liegt also das typische Profil einer gehobenen Steilküste vor, doch sind in ihrem Verlaufe längs der Westküste Norwegens die Tiefen- und Böschungsverhältnisse des Meeresbodens recht verschieden. Am steilsten ist der Abfall nahe den Lofoten (Lofoteggen genannt), nämlich 68°/₀₀ (fast 4°) bis zu 2380 *m* Tiefe und die submarine Plattform ist hier auf einen ganz schmalen Streifen reduziert. Im südlichen Helgeland (zwischen dem Polarkreis und 65° N.) liegt nach J. Vogt noch außerhalb des Schärenhofes eine 140 *km* breite, nahezu horizontale Fläche mit Tiefen von 150—200 Faden (280—380 *m*); der Steilabfall hat Böschungen bis zu 25°; die 500 *m*-Isobathe liegt unter 66° N. erst 750 *km* von der Festlandsküste.[2]) Weiter nach Süden drängen sich die Tiefenlinien mehr zusammen. Vor dem Ausgang des Romsdalsfjords (ca. 62½° N.) liegt die 200 *m*-Linie nur 120 *km*, die 500 *m*-Linie nur 160 *km* von der Küste (gemessen in nordwestlicher Richtung senkrecht zur Küste), das Gefälle bis zur 500 *m*-Linie beträgt hier 3°/₀₀; der Abfall außerhalb der Flachsee, hier Storeggen genannt, geschieht aber nicht mehr so unvermittelt. Von 62° N. an, wo die Küste nach S. umbiegt, nähert sich die 200 *m*-Linie noch mehr der Küste, die submarine Plattform bis zum Beginn des «Nyeggen» ist nur mehr 60—90 *km* breit. Hier, bei Stat, beginnt auch die sogenannte norwegische Rinne, die sich bis zum Skagerrak längs der West- und Südküste Norwegens hinzieht und ihre größte Tiefe mit fast 700 *m* nahe dem Bukkenfjord erreicht. Sie trennt als ein ca. 50 *km* breiter Graben

[1]) «Strandfladen, et nyt træk i Norges Geografi» (N. geol. Und. Aarbog 1892/3); ferner Journ. of Geology II, Chicago 1894, S. 347. Vgl. auch E. Richter, Globus, Bd. 69, Nr. 20.

[2]) Ich entnehme diese Zahlen der neuen «Carte générale bathimétrique des océans» (im Auftrag des Fürsten von Monaco und nach Thoulet gezeichnet von Tollemer, 1 : 10 000 000).



die norwegischen Küstenbänke von dem etwa 200 *m* tiefen und gegen N. sich absenkenden Plateau der Nordsee.

In die submarine Plattform münden die Fjorde mit im allgemeinen nach außen abnehmenden Tiefen; die große Ebenheit dieser Bänke, die im Gegensatz steht zu dem lebhaften Relief und den großen Tiefen der Fjordgründe, ist wahrscheinlich noch durch die glaziale Akkumulation erhöht worden; sie werden von Rinnen durchfurcht, die, wie namentlich beim Nord-, Stor-, Romsdals- und Trondhjemfjord nachgewiesen werden konnte, sich genau in deren Fortsetzung befinden und durch 30—40 *km* verfolgt worden sind;[1]) es scheint aber, als ob sie noch über die Plattform hinaus und über den Steilabfall sich erstreckten.[2]) Jedenfalls haben wir sie als submarine Täler zu betrachten, aber es läßt sich bei der noch ungenügend genauen Kenntnis der Tiefenverhältnisse des küstennahen Meeres nicht entscheiden, ob sie zu einer Zeit, als die Plattform in ihrer ganzen Ausdehnung über dem Meere lag, vom rinnenden Wasser gebildet wurden, oder ob sie auch der Form nach als Fortsetzung der Fjorde anzusehen sind und von den Gletschern ausgestaltete Rinnen darstellen. In diesem Falle wäre auch ihre submarine Bildung denkbar, aber dann die vermutete Fortsetzung über den Steilabfall ohne Annahme bedeutender Veränderungen des submarinen Reliefs schwer vorstellbar.

Strandebene und submarine Plattform sind zusammengehörende und durch den heutigen Meeresspiegel getrennte Stücke einer Abrasionsfläche und mit dem Kliff das Werk der Brandung oder der marinen Denudation. Kontrovers ist aber noch das Alter der Strandebene und der kontinentalen Plattform. Reusch spricht sich darüber ziemlich unbestimmt aus;[3]) sie brauche nicht das Anzeichen eines bestimmten Standes des Meeresspiegels zu sein, sondern könne gebildet worden sein, als der Meeresspiegel am Ende der Tertiärzeit und in der Diluvialzeit lange um ein mittleres Niveau geschwankt habe; dann erst hätten die Gletscher ihr die heutige Ausgestaltung gegeben. Vogt bezeichnet die Abrasion direkt als präglazial und da der Jura von Andø mit abradiert ist, müsse die Bildung der Plattform zwischen Jura und Diluvium, also hauptsächlich im Tertiär erfolgt sein; gegen ein interglaziales Alter spricht nach Vogt einmal die zu kurze Dauer einer Interglazialzeit, ferner beweise das Fehlen der Strandebene in den inneren Fjorden, daß diese jünger seien als die Abrasion. Hansen hingegen verlegt die Zeit ihrer Bildung geradezu in das Eiszeitalter, da sie in die Inselreihen des Schärenhofs hineingearbeitet ist, und zwar genauer in die von ihm sogenannte Fjordperiode der älteren großen Eiszeit, als in den Fjorden die Gletscher lagen, weshalb hier die Strandebene fehle.[4]) Nun könnte man allerdings das Fehlen der Strandebene an den Fjordseiten auch dadurch erklären, daß in diesen ruhigen Buchten auch die Wirksamkeit der Bran-

[1]) Vgl. Dinse, Z. Ges. f. Erdk. Berlin 1894, S. 232 (auf Grund der norwegischen Küstenkarten).

[2]) Reusch, Vore Dale og Fjelde, S. 61.

[3]) G. Z. IX, 434.

[4]) Bogen om Norge, S. 21.



dung aussetzt; aber ein anderer Umstand scheint mir gegen die Verlegung der marinen Denudationsarbeit in sehr frühe Zeiten zu sprechen. Die Strandebene und die kontinentale Plattform ist in den endgültig gehobenen Gebirgskörper eingeschnitten, und da die entscheidende Hebung (von den geringfügigen Oszillationen des Eiszeitalters und der postglazialen Zeit abgesehen) höchstens in die jüngere Tertiärzeit, vielleicht auch noch in die ersten Phasen der Diluvialzeit gesetzt werden kann, kann auch die marine Denudation erst nach Abschluß dieser Hebung gewirkt haben; es fällt also aller Wahrscheinlichkeit nach die Bildung der Strandebene als morphologische Erscheinung in das Eiszeitalter, während ihre Lage über dem Meeresspiegel das Ergebnis der postglazialen Hebung ist. Damit stimmt auch die von Reusch gemachte Beobachtung, daß die an mehreren Fjorden, namentlich am Hardangerfjord verfolgbaren und von ihm als interglaziale Talböden gedeuteten Terrassen an der Außenküste in die Strandebene übergehen.

Verfolgt man die gegen das Meer absinkende alte Rumpfoberfläche über den Abrasionsdefekt und die Meereshalde hinaus, so geht diese Linie als ziemlich einheitliche Kurve in den Steilabfall gegen die großen Tiefen über und man findet, daß die schon auf dem Lande gegen W. nachweisbare Zunahme der Böschung sich unter dem Meeresspiegel in noch verstärktem Maße fortsetzt (vgl. Fig. 1). Besonders auffallend ist dies dort, wo der Meeresboden sehr rasch zu den großen Tiefen der norwegischen Rinne sich senkt und das Land mit großen Höhen unmittelbar zum offenen Meere abfällt, wie vor dem Hardangerfjord, wo Folgefonn nur 75 *km* von der Außenküste entfernt ist, und auf der ganzen Strecke zwischen Nord- und Sognefjord, wo schon 40 *km* von der offenen See das Aalfotbræ Höhen über 1600 *m* erreicht. Hier macht das Land mit seinem Plateaucharakter durchaus nicht den Eindruck eines Randgebietes der präglazialen Hebung; es sieht vielmehr so aus, als ob hier ausgedehnte, reicher gegliederte Gebiete abgesunken wären. Es besteht ferner ein unverkennbarer Parallelismus des Verlaufes der O-Isobase der postglazialen Hebung mit dem des Steilabfalles; sie biegt weiter vom Lande aus, wo der Steilabfall weiter von der Küste sich entfernt und nicht so unvermittelt geschieht als dort, wo, wie in Søndmøre, er der Küste näher liegt. Dabei geht sie zumeist mitten durch die kontinentale Plattform hindurch, wo diese eine bedeutende Breite hat, und nähert sich dem Lande, wo die Plattform sich verschmälert.[1]) In Helgeland fällt die O-Isobase geradezu mit dem Steilabfall des Kontinentalblockes zusammen; es hat sich also nur dieser aufgewölbt, nicht auch die ozeanischen Tiefen. Schließlich sind vor einigen Jahren Berichte von auffälligen Veränderungen am Meeresgrund, nahe der Schäre Rembøen unter 62° 30' von Reusch dahin gedeutet worden, daß der Abfall der norwegischen Küste eine noch wirksame Verwerfungsspalte sei.[2]) Man wird dann auch in der norwegischen Rinne vielleicht eher ein tektonisches als ein Erosionsgebilde sehen, wie es Hansen tut, der sie als eine Art unterseeischen Fjord und als

[1]) Rekstad, Terrasser og Strandlinier (Bergens Mus. Aarb. 1906, I, 22 ff.).
[2]) Geogr. Zeitschr. I, 1896, S. 52.



Abzugskanal aller der Eismassen auffaßte, die durch die Konfiguration des Landes gezwungen waren, vom Kristianiafjord um das Südende von Norwegen (von E. nach W.) abzufließen.[1]) Alles dies zusammengenommen, wird man vielleicht sagen können: Der Hebung und Aufwölbung des Landes in präglazialer Zeit stehen Senkungsvorgänge außerhalb des heutigen Küstenverlaufes gegenüber, die vielleicht noch in der Gegenwart weiter andauern. Es liegt eine Art Schaukelbewegung des Landes vor, wodurch eine über einen großen Raum sich erstreckende Geoiddeformation zustande kam. Den schönsten Beweis für diese Vermutung erhielte man, wenn eingehende Lotungen eine Fortsetzung der submarinen Fjordrinnen jenseits der kontinentalen Plattform über den Steilabfall des Meeresbodens ergäben.

So stellen sich auch aus dem Verhältnis vom Meere zum Lande neue Probleme heraus und vermehren die verwirrende Fülle derjenigen, die die Oberfläche Norwegens selbst bietet. Am Schluß seiner grundlegenden Betrachtungen über das Relief Norwegens kommt Reusch zu dem Bekenntnis,[2]) daß wir eigentlich nur beim ersten Beginn unserer Studien sind und viel mehr Fakta gesammelt werden müßten. Dasselbe gilt auch noch heute; auch was im vorangehenden gebracht wurde, soll «nur eine Skizze sein, in der das meiste verbessert werden muß».

---

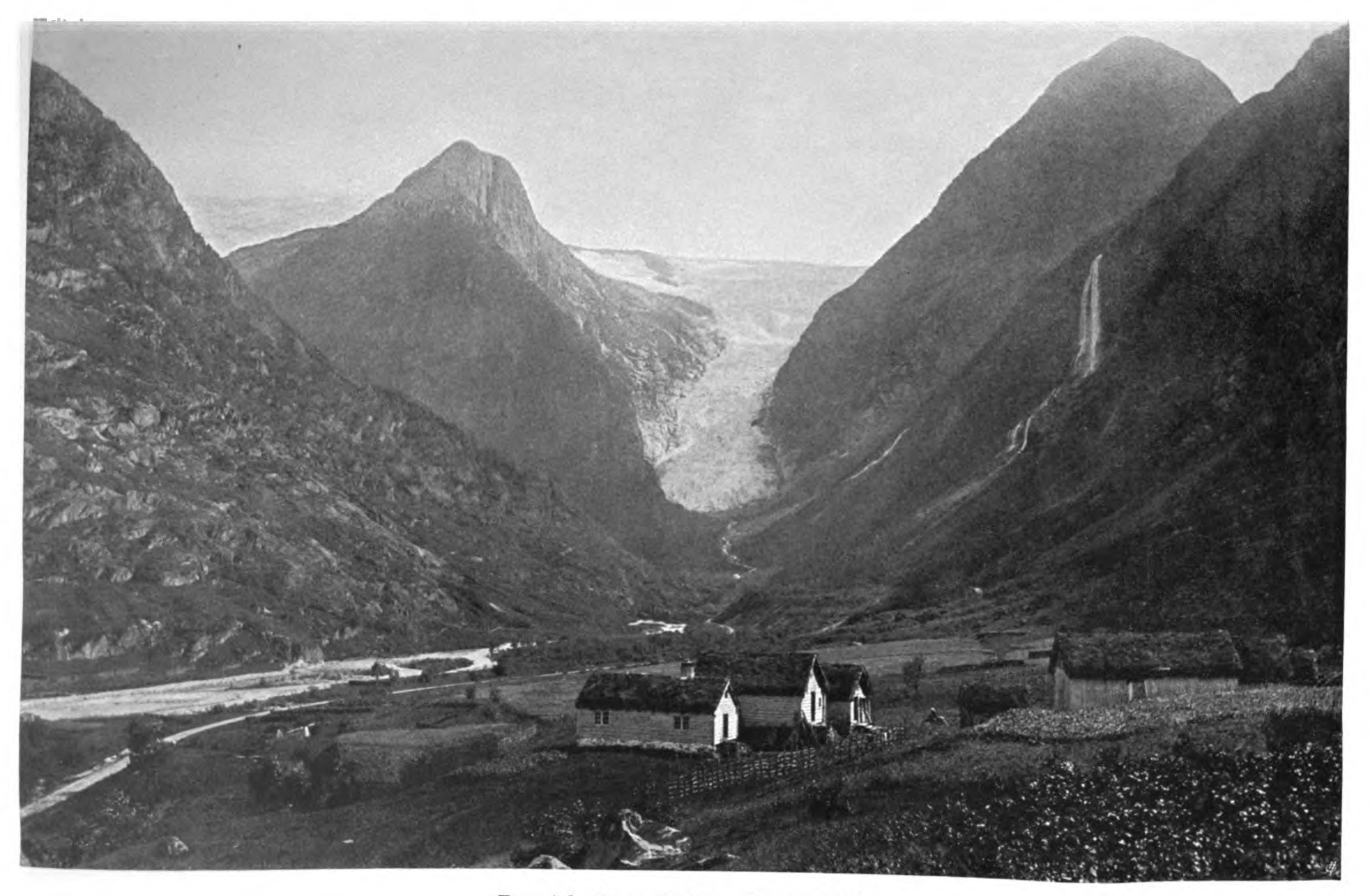
[1]) Hansen stützt diese Anschauung durch Geschiebe am Grund der Rinne aus der Gegend von Kristiania (Bogen om Norge, S. 22); solche, nämlich Rhombenporphyre, kommen aber nach Vogt bis Trænen unter dem Polarkreis vor und können dorthin nur durch Treibeis gebracht worden sein, was beweist, daß der auch heute nach N. gehende Küstenstrom mindestens schon am Ende der Eiszeit bestanden hat.

[2]) G. Z. IX, 1903, S. 435.





Das Videdal bei Stryn (Jostefjeld)

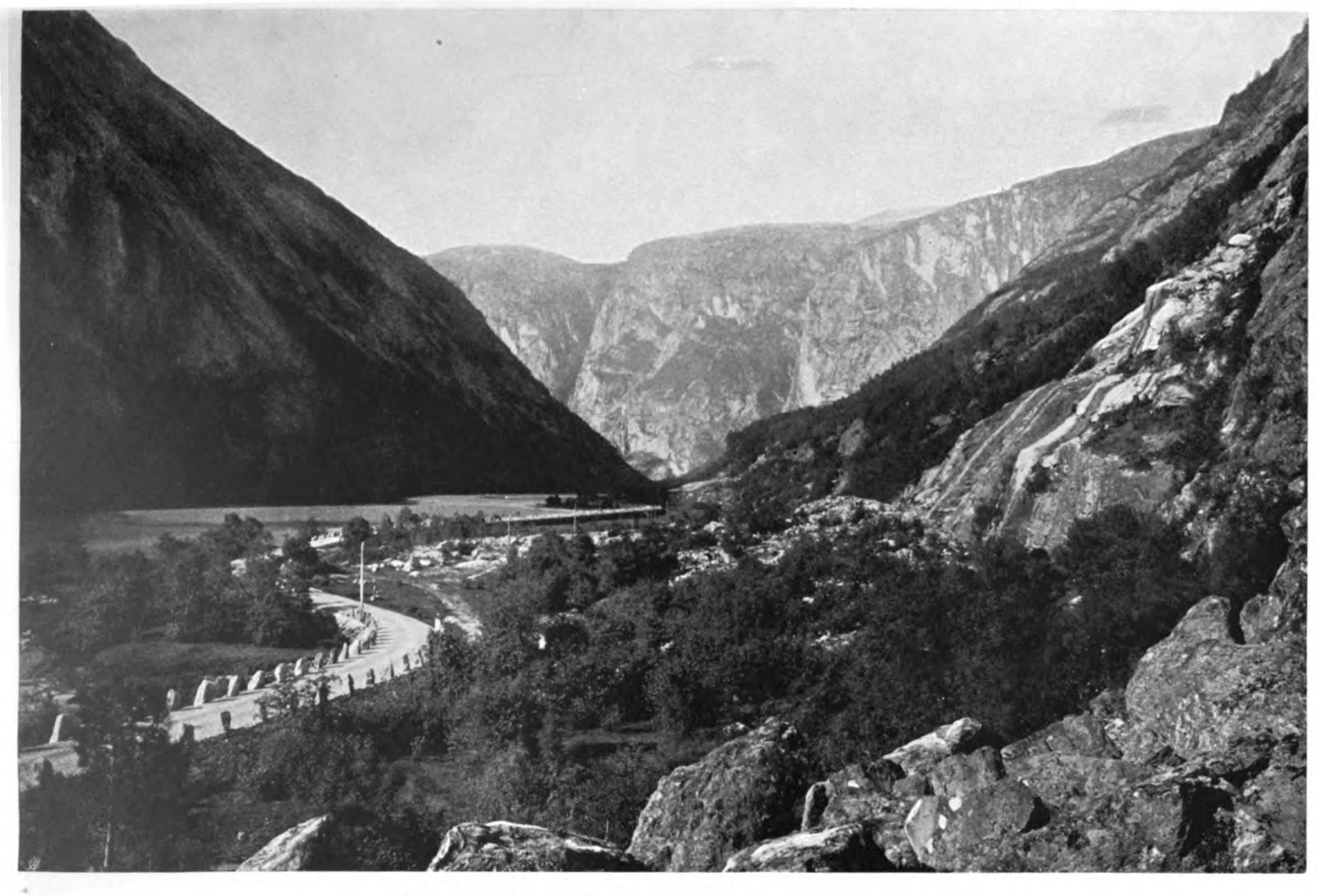


Der Mælkevoldsbræ (Jostefjeld)



Blick auf die Hochflächen des Jotunheim von der Galdhø



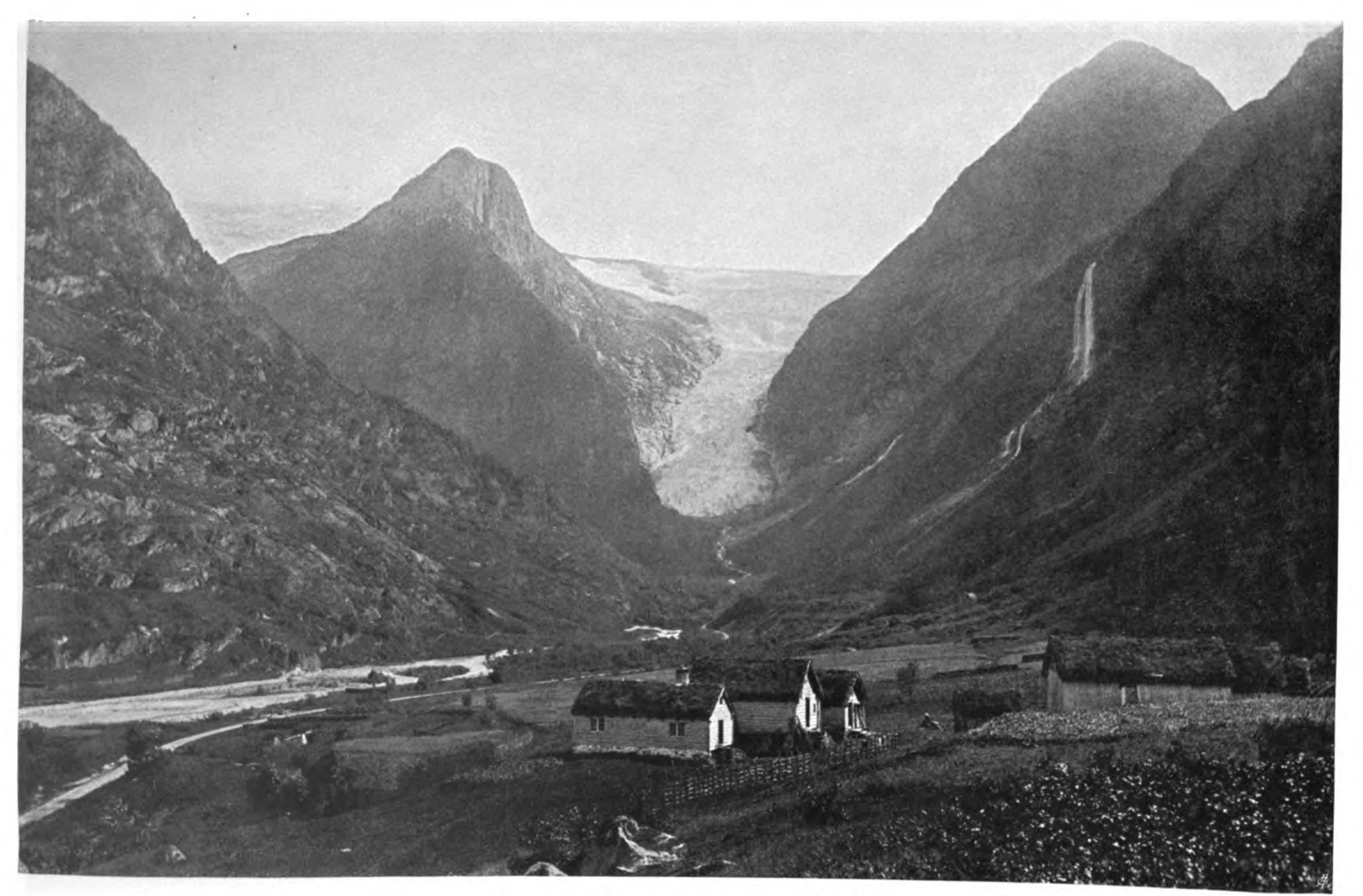


Das Romsdal zwischen Ormeim und Fladmarken

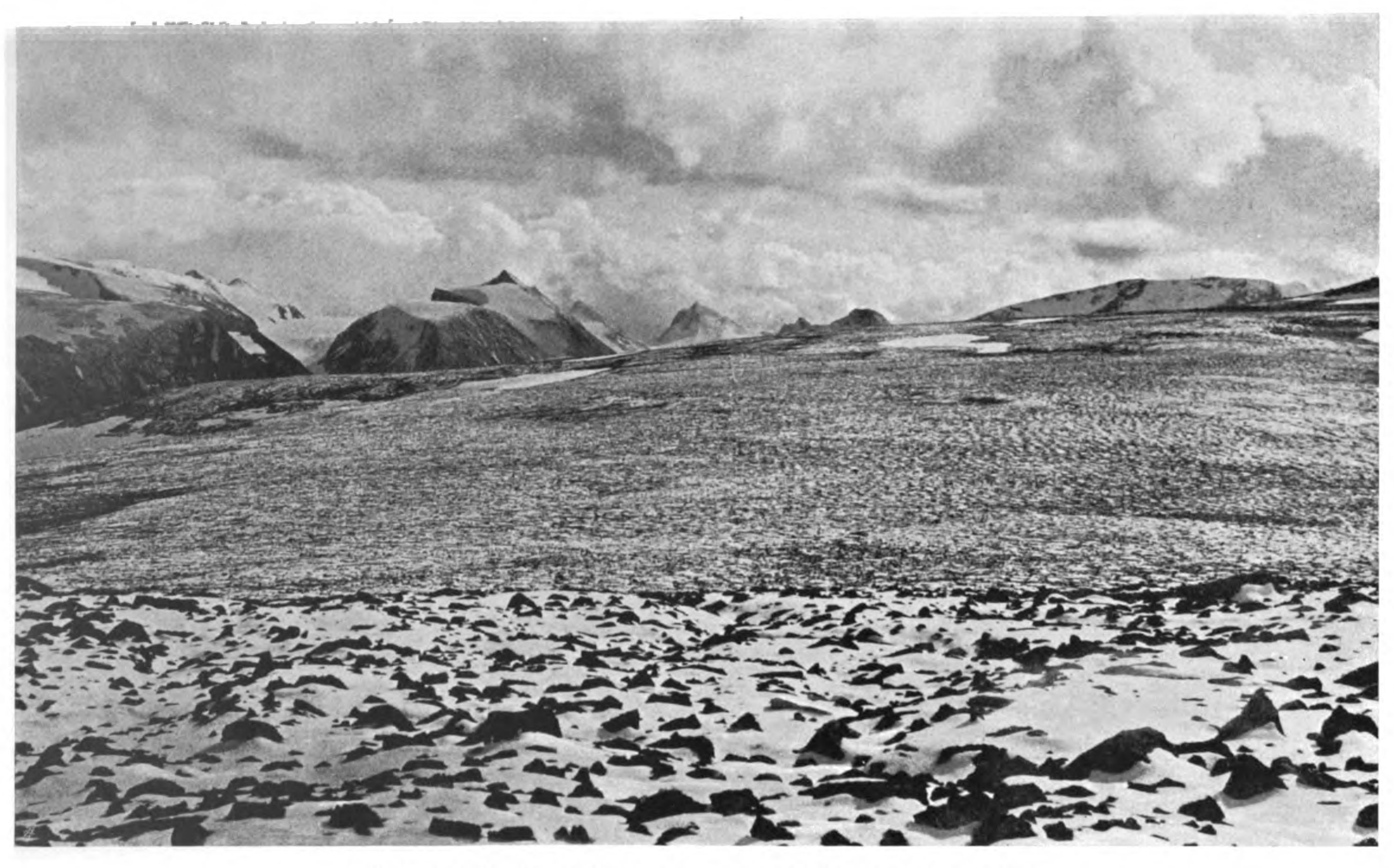
Romsdalhorn von W.

Abhandlungen der K. K. Geographischen Gesellschaft in Wien, VII. Band, 1908, Nr. 2

Das Videdal bei Stryn (Jostefjeld)



Der Mælkevoldsbræ (Jostefjeld)

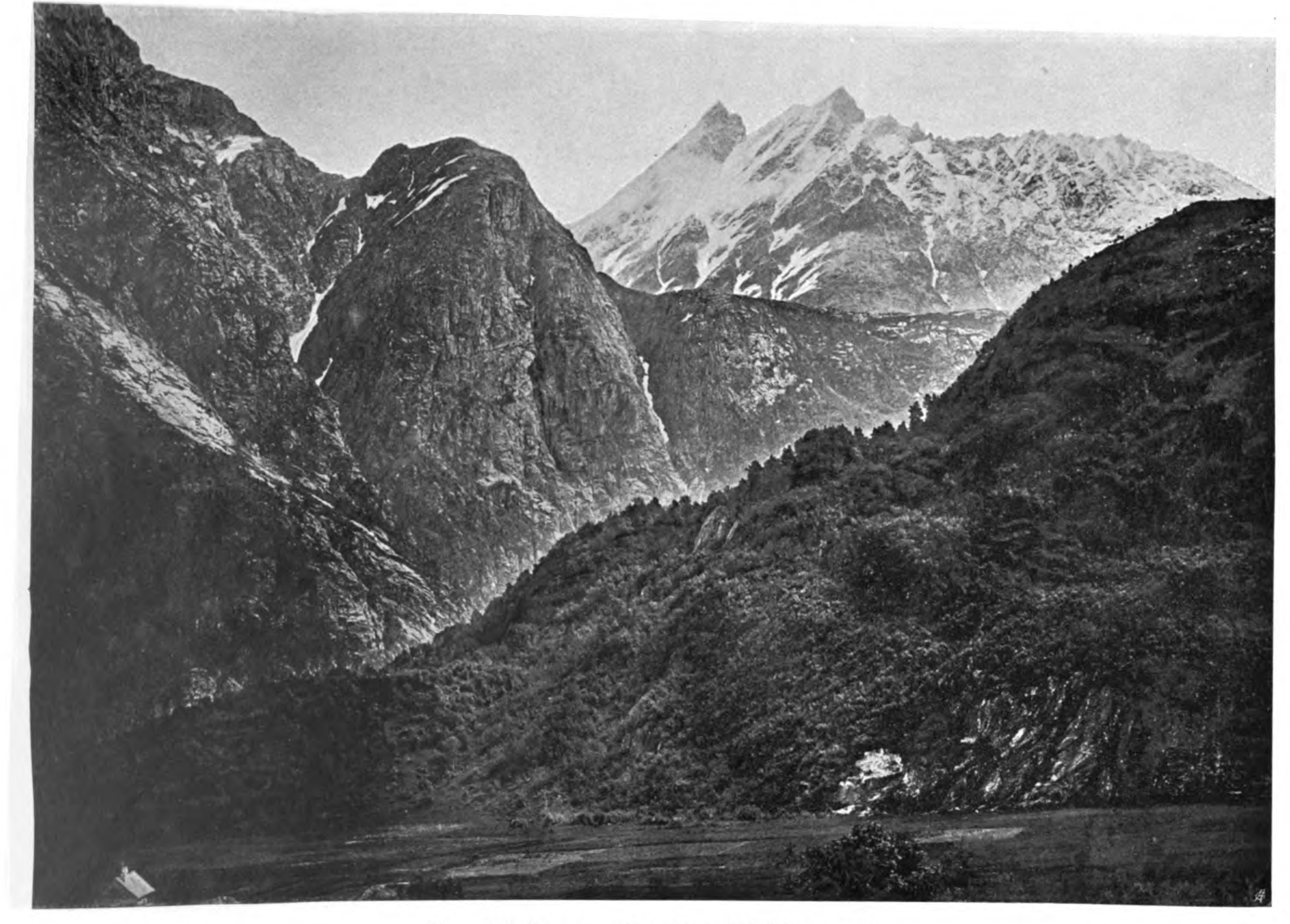


Blick auf die Hochflächen des Jotunheim von der Galdhø



Das Romsdal zwischen Ormeim und Fladmarken

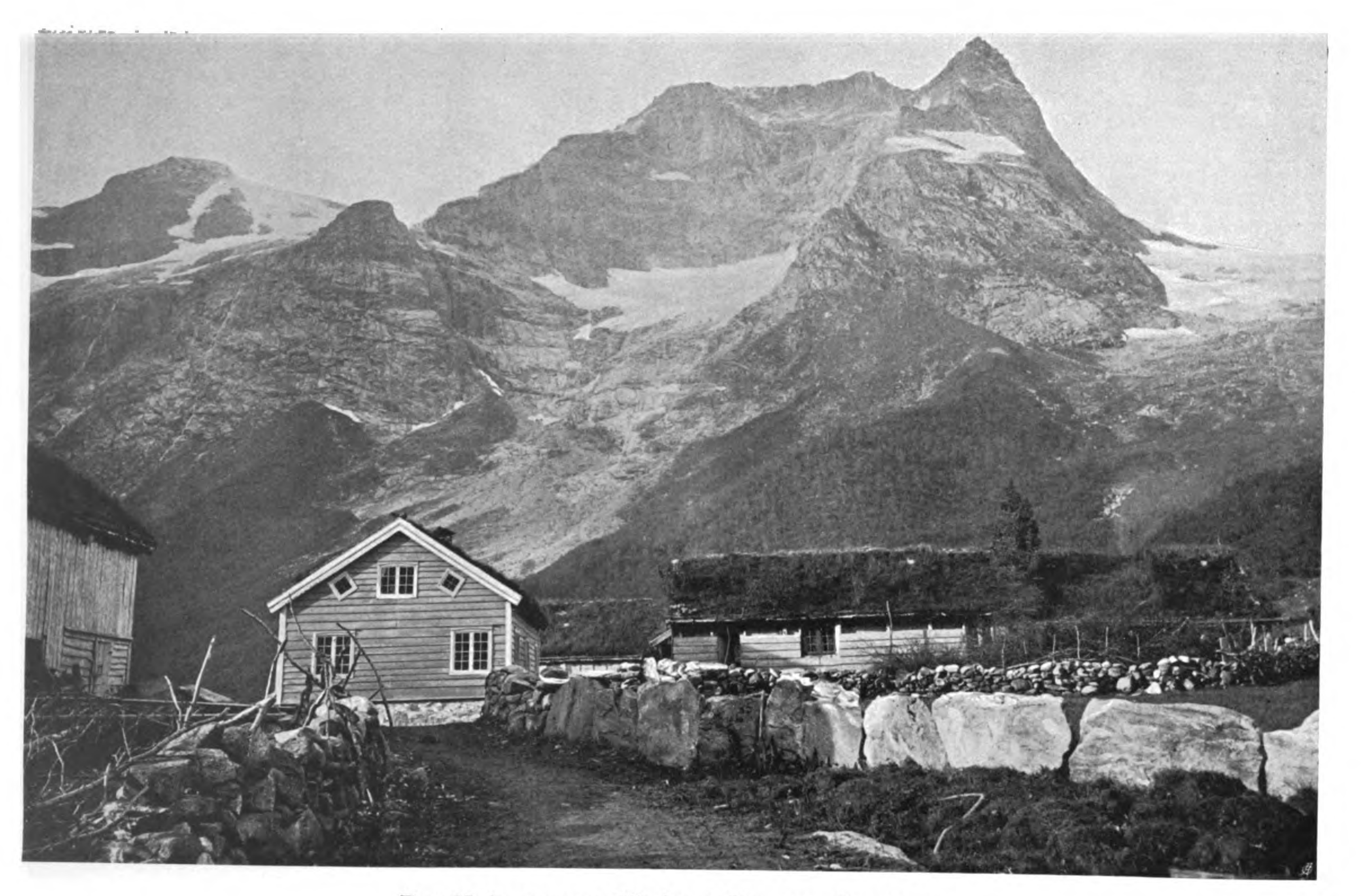
Romsdalhorn von W.



Vengetinder aus dem Isterdal (Romsdal)



Das Norangsdal mit Smørskredtind (Søndmør)



Der Kvitegg von Fibelstad-Haugen (Søndmør)

Die Horunger von Turtegrø (Jotunheim)

Kar im St. Olafs-Stol (Søndmør)

NW

Nordmeer

-500 -200

NW

-200

NW

Sü
184

DAS PLIOZÄNE FLUSZTAL

IM SÜDEN DES BALKANS

VON

DR J. CVIJIĆ
PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT BELGRAD

MIT 1 KARTE UND 21 TEXTFIGUREN

ABHANDLUNGEN

DER K. K. GEOGRAPHISCHEN GESELLSCHAFT IN WIEN

VII. BAND, 1908, N° 3

WIEN 1909

R. LECHNER (WILH. MÜLLER)

K. U. K. HOF- U. UNIVERSITÄTS-BUCHHANDLUNG



Ausgegeben im April 1909

Druck von ADOLF HOLZHAUSEN in Wien
K. UND K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHDRUCKER



INHALT





I. TALBILDUNGSPROBLEME DER BALKANHALBINSEL UND DAS SUBBALKANISCHE TAL

Die Flüsse der Balkanhalbinsel besitzen drei Erosionsbasen: das Adriatische und das Ägäische Meer und die Donau oder das Schwarze Meer. Durch diese ist die Halbinsel von allen Seiten umschlossen und die Wasserscheiden der großen Flüsse haben eine fast zentrale Lage; sie sind oft Talwasserscheiden.

Die beiden zuerst erwähnten Meeresbecken sind erst im oberen Pliozän und während des Diluviums gebildet oder erweitert worden. Die großen Täler der Balkanhalbinsel, deren Flüsse in diese zwei jungen Meeresbecken münden, sind älter als diese Becken oder ihre heutigen Litoralgebiete. Bei der Bildung und Erweiterung der Meeresbecken sind bedeutende Talpartien unter das Meeresniveau gekommen; die untere Erosionsbasis ist also in der jüngsten geologischen Vergangenheit beträchtlich gegen das balkanische Festland und in das Festland selbst verlegt worden. Die Tallänge wurde verkürzt und dasselbe Flußgefälle mußte auf einer weit kürzeren Strecke durchmessen werden. Dadurch wurde im Gebiete des Adriatischen und des Ägäischen Meeres insbesondere zu Beginn des Diluviums eine intensive rückschreitende Erosion hervorgerufen, die Flüsse haben sich intensiv eingetieft und gegen die Wasserscheiden verlängert; diese selbst wurden oft durchbrochen. Es entstanden also im Diluvium neue, stark umgeänderte Talsysteme, die sich von den pliozänen wesentlich unterscheiden. Zugleich mit der Bildung der großen Meeresbecken erfolgten bedeutende Hebungen, Aufwölbungen und faltenartige Bewegungen des balkanischen Festlandes und seiner miozänen und pliozänen Rumpfflächen, wodurch die Talbildung gleichfalls wesentlich beeinflußt wurde.

Im Gegensatze zum adriatischen und ägäischen Gebiete hat sich im Gebiete der Donau oder des Schwarzen Meeres die untere Erosionsbasis in derselben geologischen Zeit vorzugsweise zurückgezogen, vom balkanischen Festlande entfernt. Zur Zeit der zweiten Mediterranstufe waren das pannonische und rumänische Becken große Meere, wahrscheinlich durch die Meerenge des Eisernen Tores verbunden. Nachher wurden diese Meeresbecken getrennt und zur pontischen Zeit entwickelte sich im Eisernen Tore ein Strom, der Vorläufer der heutigen Donau, der aus dem pannonischen in das

(Gedr. 24. III. 1909)



rumänische Becken floß. Die pliozäne und diluviale Talbildung in Kroatien, Bosnien und Serbien stand im innigsten Zusammenhange mit der Entwässerung des pannonischen Beckens oder mit der sukzessiven Vertiefung des Eisernen Tores. Der Parallelismus der Vertiefung zwischen der Donau im Eisernen Tore und zwischen jenen Flußtälern wurde durch regionale Dislokationen, vorzugsweise faltenartige Bewegungen, Hebungen und Senkungen gestört. Östlich vom Eisernen Tore läßt sich eine fast progressive Verschiebung der pontischen und postpontischen Strandlinien gegen das heutige Schwarze Meer feststellen; die Strandlinien liegen dabei in der Regel immer tiefer. Die untere Erosionsbasis senkte sich und entfernte sich vom balkanischen Festlande. Die Erosionswirkungen, die dadurch hervorgerufen wurden, sind an anderer Stelle dargelegt worden.[1]) Überdies sind die bulgarisch-thrakischen Küstenstriche des Schwarzen Meeres im Diluvium flexurartig aufgewölbt worden und dadurch wurde die jüngste Flußerosion stark beeinflußt.

Wenn sich auch die unteren Erosionsbasen des adriatischen und ägäischen Gebietes ähnlich verhalten haben, so zeigen sie doch, wenn man sie eingehend vergleicht, folgende abweichende Eigenschaften:

Die Täler, deren Flüsse dem Adriatischen Meeresbecken angehören, standen unter dem Einflusse zweier entgegengesetzter tektonischer Bewegungen, die sich vorzugsweise seit dem oberen Pliozän abspielten. Es senkte und erweiterte sich das nordadriatische Becken, es erhob sich aber die dalmatinische Landoberfläche. Die Küstenstriche erlitten dabei meist eine flexurartige Biegung, so daß der Meeresboden und ein mehr oder weniger breiter Küstenstreifen gesenkt, die angrenzende Landoberfläche in der Regel aber stark gehoben wurde. Daraus folgt, daß man an einem Profil der dalmatinischen Küste fast unmittelbar aneinander Senkungen und Hebungen konstatieren kann. Durch den ersten Vorgang sind gesenkte Küstenpartien, zahlreiche Kryptodepressionen (der Šasko und Zoganjsko Blato bei Skutari, der Skutarisee, die Kryptodepressionen der Narentamündung, der Vranasee bei Zara vecchia u. a.) vielleicht auch Wasserfälle (die Krka-, Zrmanja- und Cetinafälle) zustande gekommen. Durch den letzteren Vorgang wurde die pliozäne dalmatinische Rumpffläche stark gehoben und vorzugsweise dadurch und erst seit dem Pliozän erhalten die Küstengebirge wie der Velebit, der Mosor, Orjen und andere ihre heutigen Höhen- und Formverhältnisse. Die gehobenen pliozänen Rumpfflächen lassen sich von der Bocce di Cattaro bis Fiume fast kontinuierlich verfolgen. Im Gegensatze zu den gesenkten Mündungspartien der großen dalmatinischen Flußtäler entwickelte sich im Hintergrunde derselben eine intensive Tiefenerosion, welche durch das Heranrücken der unteren Erosionsbasis und die dalmatinische Hebung hervorgerufen war. Dadurch wurden in den alten, breiten und seichten Talböden die bekannten kañonartigen Täler der Narenta und der dalmatinischen Flüsse eingetieft, deren Form überdies durch mächtige Kalkkom-

[1]) Entwicklungsgeschichte des Eisernen Tores. Ergänzungsheft 160 zu Petermanns Mitteilungen. S. 64. Gotha 1908.



plexe und das Karstphänomen beeinflußt wurde. Weiter sind durch beide Vorgänge, insbesondere durch die Hebung der Rumpffläche, einige normale Täler in blinde Karsttäler umgewandelt worden. Schließlich wurden die Abfluß- und Grundwasserverhältnisse der Karstpoljen durch die Hebung beeinflußt.

Das nordadriatische Becken hat sich seit dem Oberpliozän nur erweitert. Im ägäischen Gebiete ist zu derselben Zeit ein großes Meeresbecken entstanden und die untere Erosionsbasis hat sich weit mehr in das balkanische Festland verlegt als im adriatischen Gebiete. Dadurch wurde die Flußerosion besonders stark beeinflußt. Im ägäischen Gebiete kommt seltener jene schmale littorale versenkte Zone vor, von der die dalmatinische Küste in der Regel begleitet wird. Es erscheinen stellenweise gehobene Strandlinien diluvialen Alters, die wahrscheinlich mit Landhebung, mit Wölbungen und faltenartigen Bewegungen der alten Rumpfflächen im Zusammenhange stehen. Überdies bestehen bekanntlich bedeutende Unterschiede in der geologischen Beschaffenheit zwischen dem adriatischen und dem ägäischen Gebiete, und auch durch diese wurde die Talbildung modifiziert. Durch die dargelegten tektonischen Bewegungen und diese speziellen Ursachen hervorgerufen, fanden im ägäischen Gebiete die größten Umänderungen der pliozänen Talsysteme statt. Dies gibt sich kund in den Veränderungen der Abflußverhältnisse und Austrocknung der mazedonischen Seen, in der intensiven rückschreitenden Erosion und in Anzapfungen im Flußgebiete der thessalischen Bistrica, des Vardar, der Struma und Mesta, insbesondere aber der Marica. Ihre Zuflüsse, die Strema und Tundža, haben durch die rückschreitende Erosion selbst die Wasserscheide zwischen dem Ägäischen uud dem Schwarzen Meere durchbrochen; dadurch wurde ein großer pliozäner subbalkanischer Fluß, welcher zwischen dem Balkan im N. und der Srednjagora im S. zum Schwarzen Meere floß, vollständig aufgelöst und vernichtet. Einzelne Partien des subbalkanischen Flußtales wurden in das Flußgebiet der Marica einbezogen. Es fand also ein Eingreifen des Flußgebietes eines Meeres in das Flußgebiet des anderen statt. Die Auflösung des subbalkanischen Flußtales stellt also das Maximum jener Wirkungen der Flußerosion dar, die durch die Bildung des ägäischen Beckens hervorgerufen wurden. Überdies stand seine Entwicklungsgeschichte unter dem Einflusse der folgenden tektonischen Bewegungen:

Im Süden des Balkans kommen longitudinale, O—W. verlaufende Brüche und Flexuren vor, also parallel mit dem Tale des subbalkanischen Flusses. Längs derselben hat sich im oberen Pliozän und Diluvium die alte Rumpffläche, welche jetzt die Südabdachung des Balkans bildet, stark gehoben. Durch diese Knickung und diesen Sprung in der Landoberfläche wurden die Balkantäler, deren Flüsse zum subbalkanischen Flußtal gehören, quer oder senkrecht geschnitten. Ihre Flüsse bekamen unter der Knickung eine sekundäre Erosionsbasis, welche zwei verschiedene Talpartien trennt: eine obere im Balkan gelegene, mit gehobenen alten Terrassen und junger intensiver Vertiefung und eine untere ohne gehobene oder mit nur unbedeutend gehobenen Terrassen und einer weit geringeren jungen Vertiefung.



Im Mündungsgebiete des subbalkanischen Flusses entstand vorzugsweise nach dessen Auflösung und Vernichtung eine flexurartige Wölbung, durch welche eine Belebung der Flußerosion hervorgerufen wurde.

An die Entwicklungsgeschichte des subbalkanischen Flußtales knüpfen sich also Probleme von prinzipieller Bedeutung, die auf den folgenden Seiten dargelegt werden.

Geographische Übersicht und Ausgangspunkte des Problems

Die südlichen Gehänge des Balkans fallen steil in die Becken ab, die eine W—O-streichende Reihe und damit zugleich den subbalkanischen Talzug bilden, der von dem Becken von Sofia bis Burgas etwa 400 *km* lang ist. Zwischen den Becken befinden sich Schwellen, die physiographisch und ihrer geologischen Beschaffenheit nach einen Teil der Srednja Gora darstellen. Östlich von dem Becken von Sofia befindet sich zunächst die Schwelle von Saranci, sodann das kleine Becken von Donji Kamarci, oberhalb dessen der Talsattel Araba-Konak liegt. Die Flüsse dieser beiden Becken gehören dem Flußgebiete des Iskar an. Oberhalb des Beckens von Kamarci erhebt sich der breite Talsattel Golubac; sodann beginnt das elliptische Becken von Zlatica-Pirdop, dessen Flüßchen zur Topolnica hin fließen, also dem Flußgebiete der Marica angehören. Das Becken von Zlatica ist im O. durch den hohen Querriegel Koznica begrenzt, der die höchsten Partien des zentralen Balkans mit der Srednja Gora verbindet. Östlich von ihm liegt das geräumige Becken von Karlovo, durch welches die Strema fließt. Dieses wird im O. durch den Talsattel Krstac begrenzt und von dem Tundžabecken geschieden. Weiterhin folgen zunächst die Becken von Kalofer, Kazanlik und Sliven, während die zwischen ihnen liegenden niederen Schwellen von der Tundža durchbrochen sind. Schließlich liegen außerhalb des Flußgebietes der Tundža noch zwei geräumige Becken: das von Karnobat, welches vom Flüßchen Azmak durchflossen wird, sodann das Becken von Ajtos-Burgas, durch welches der Ajtosdere und Hadžilardere fließen, die in die Limane von Burgas münden.

Im S. der geschilderten Beckenreihe erheben sich sanft die Gehänge der Mittelgebirge von Ihtiman, der Srednja Gora, Karadža oder Srnena Gora und der Strandža. Wir werden sie öfters mit Th. Fischer unter dem gemeinsamen Namen Srednja Gora zusammenfassen.

Vor mehreren Jahren, gelegentlich des Studiums der Tektonik des Balkans, sind mir folgende Eigenschaften des subbalkanischen Talzuges aufgefallen: 1. Er endet im O. in den drei großen Limanen von Burgas, die, den russischen Limanen gleich, untergetauchte Täler darstellen. Gegenwärtig befinden sich indessen im Hintergrunde dieser Limane unbedeutende Flüßchen, die zu den breiten überfluteten Tälern der heutigen Limane von Burgas im grellen Gegensatze stehen. Das hat mich auf den Gedanken gebracht, daß die Limane von Burgas die unteren Partien eines großen Tales

sein müssen, dessen Fluß einst mit drei Armen in das Schwarze Meer mündete. 2. Auf dem Talsattel Krstac, der Talwasserscheide zwischen der Strema und der Tundža, fand ich im Jahre 1902 mächtige Schichten eines alten, stark verwitterten Flußschotters. Woher rührt dieser Schotter auf der subbalkanischen Schwelle? Die Strema und die Tundža dürften vor dem Diluvium ein Tal und einen Fluß gebildet haben und dieser Fluß muß nach O. geflossen sein. 3. Sowohl die Strema als auch die Tundža haben in dem subbalkanischen Talzuge eine W—O.-Richtung, schwenken sodann unter einem geraden Winkel nach S. um, brechen durch die Srednja Gora hindurch und münden in die Marica. Was ist die Ursache dieser ellbogenförmigen Schwenkung und warum zeigen beide Flüsse solche Biegungen an derselben Stelle, dort, wo sie aus dem subbalkanischen Talzuge in die Srednja Gora eintreten?

Diese Beobachtungen ließen hie und da den Gedanken an einen großen subbalkanischen Fluß aufkommen, der einst in den Golf von Burgas mündete. Es sind aber doch nur allgemeine Beobachtungen, sie fordern zum Nachdenken auf und mit ihnen wird das Problem gestellt; überzeugend wird es aber an der Hand derselben nicht gelöst.

Anderer Studien wegen hatte ich dieses Problem verlassen. Aber im Jahre 1905 beobachtete ich im Flußgebiete der Marica folgende Erscheinungen, die an einer anderen Stelle eingehend dargelegt sind.[1]) Seit dem oberen Pliozän hat sich in der Marica eine starke rückschreitende Erosion entwickelt. Seitdem hat sich die Marica in der Klamm von Trnovo-Sejmen, insbesondere aber in der Momina Klisura (dem oberen Lauf der Marica) bedeutend eingetieft. Besonders entscheidend war der Fall von Piraterie am Motivir. Er beweist, daß sich auch in der Topolnica (dem Zufluß der Marica) eine starke rückschreitende Erosion entwickelt und daß ein Zufluß derselben durch rückschreitende Erosion die Wasserscheide durchbrochen und das Flüßchen Suludere enthauptet hat. Eine solche starke rückschreitende Erosion muß auch an der Strema und der Tundža festzustellen sein. Daher vermochten die Flüsse, die an den südlichen Gehängen der Srednja Gora entsprangen und zur Marica hinflossen (wie z. B. die alteTopolnica, Strema und Tundža), mittels rückschreitender Erosion die Wasserscheide oder die Srednja Gora zu durchbrechen und in das Gebiet und das Tal des subbalkanischen Flusses einzudringen, diesen aufzulösen, indem ihm ein jeder kleinere W—O-streichende Partien entriß. So konnten sich die ellbogenförmigen Biegungen der Strema und Tundža bilden und so konnte der große subbalkanische Fluß aufgelöst werden. Infolge der starken rückschreitenden Erosion, die von der Marica ausgeht, wurde also der obere und mittlere Lauf des subbalkanischen Flusses aufgelöst und in die Zuflüsse der Marica, die Strema und die Tundža, hineingezogen; dadurch wurde der untere Lauf tot gelegt und es entwickelten sich in ihm die unbedeutenden parasitischen Flüßchen Azmak, Ajtoska, Ldža Voda und Hadžilar. Damit wäre auch die Erscheinung der Limane von

[1]) Grundlinien der Geographie und Geologie von Makedonien und Altserbien. Ergänzungsheft zu Petermanns Mitteilungen 162. Gotha 1908.



Burgas erklärt, sowie der Gegensatz zwischen ihnen und den kurzen und schmalen Tälern in ihrem Hintergrunde.

Um die Hypothese von dem pliozänen subbalkanischen Flusse, zu der mich alle bisherigen Beobachtungen führten, genau zu untersuchen, bereiste ich im Sommer 1906 den ganzen subbalkanischen Talzug von Sofia bis Burgas.

In Folgendem sind diese Beobachtungen und Ergebnisse dargelegt.

II. BEOBACHTUNGEN UND SCHLUSZFOLGERUNGEN

a) Im westlichen Teile des Talzuges

Das Becken von Zlatica-Pirdop, die Topolnica und Koznica

Schon am nördlichen und östlichen Rande des Beckens von Sofia kommen Erscheinungen vor, die mit dem subbalkanischen Talzuge in Zusammenhang stehen. Die aus paläozoischen Schiefern und rotem Sandstein bestehenden Gehänge des Balkans senken sich längs der Flexur unter das Becken von Sofia hinab, in welchem auf dem Süßwasserneogen mächtige diluviale Geröllschichten lagern. Die Flüsse des östlichen Randes sind antezedent, älter als die Verwerfung, was man insbesondere an der Malinska Reka bei dem Dorfe Saranci beobachten kann. Westlich von Saranci führt die Straße über eine tiefe Einsattelung, die aus rotem Sandstein besteht. Diese schmale Zone des roten Sandsteines ist längs der Verwerfung hinabgesunken, während sich im N. und S. von ihr höheres, aus paläozoischen Gesteinen bestehendes Terrain befindet. Die Schichten des roten Sandsteines streichen NNW.—SSO., die paläozoischen dagegen ONO.—WSW. Die Malinska Reka fließt nicht durch diese Einsattelung, die nur 50 *m* über ihrem heutigen Bette liegt, sondern dringt in die Gehänge des Balkans hinein, die aus paläozoischen Gesteinen bestehen und 113 *m* hoch über ihrem heutigen Bette emporragen. An dieser Stelle bildet die Malinska Reka eine rechtwinkelige Krümmung, die in der Regel ein Zeichen der Epigenese ist. Hier liegt dieser Fall nicht vor, sondern die Klamm der Malinska Reka ist in den paläozoischen Gesteinen antezedent: die Verwerfung ist jünger als sie, und als sich diese bildete, behielt der Fluß sein altes Bett

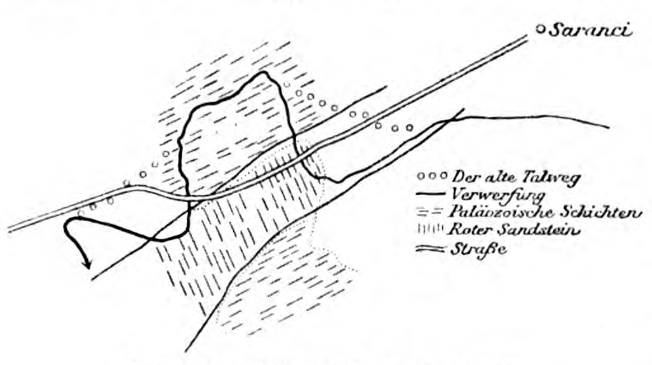
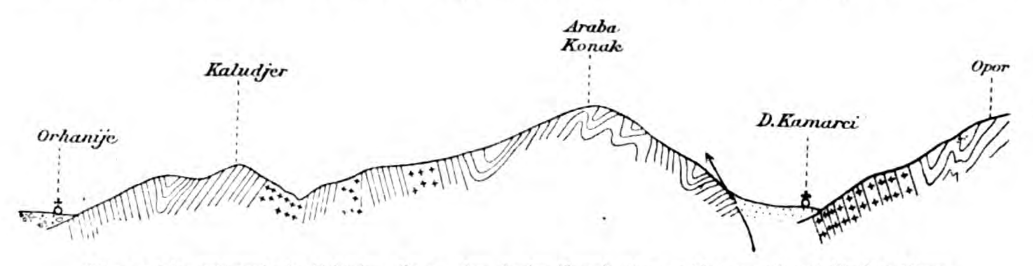


Fig. 1. Die Malinska Reka bei Saranci.

bei. Darum hat die Malinska Reka die tiefe Einsattelung, durch welche die Straße führt, nicht benützt. Infolge der Verwerfung und des Hinabsenkens scheint sich jedoch das Bett der Malinska Reka dennoch verschoben zu haben, so daß die frühere Krümmung zu einer rechtwinkeligen Biegung geworden ist, wie man aus der vorstehenden Skizze sieht.

Von Saranci bis zum Dorfe Kamarci setzt sich die südbalkanische Verwerfung fort, hat aber auf große Entfernung den Charakter einer Flexur. Der Balkan und die Mittelgebirge von Ihtiman sind durch einen hohen Querriegel namens Kamarački Boaz miteinander verbunden. Das kleine, rundliche Becken von Kamarci ist kein tektonischer Graben, sondern ein Erosionsbecken, das durch die subbalkanische Verwerfung veranlagt worden ist. Sowie in manchen anderen, weiter östlich gelegenen, meist auf gleiche Weise entstandenen Becken gibt es auch in diesem kein Süßwasserneogen. Sein Boden besteht aus Sand, Ton und Geröllen der Balkanflüßchen. Aus dem Becken von Kamarci beginnt die Malinska Reka, folgt aber eben-



Quarzreiche paläozoische Schiefer, die um den Araba Konak einen seidenen und metallischen Glanz zeigen; in demselben kommen granitoide Gesteine vor.

Fig. 2. Profil durch das Brebeštal und den Araba Konak.

falls nicht der Verwerfung und Flexur, die sich über den Kamarački Boaz erstrecken, sondern fließt nach Süden und bricht durch den Glimmerschiefer des Berges Opor und durch die triadischen Kalke hindurch.

Zwischen dem Becken von Kamarci und dem Zagorje oder dem Becken von Orhanije ist der Kamm des Balkans bedeutend schmäler und seine Höhe stark vermindert. Auf ihm befindet sich zunächst die tiefste Einsattelung des zentralen Balkans, der Araba-Konak, von 952 *m* absoluter Höhe und nur 250 *m* über dem Becken von Kamarci hoch. Das ist der bequemste Verkehrsweg über das Gebirge zwischen Süd- und Nordbulgarien. Der Araba-Konak hat das Profil eines Flußtales und scheint das Stück eines alten Tales zu sein, das infolge der Hebung des Balkans längs der subbalkanischen Verwerfung aufgelöst worden ist; es vermochte also der Emporhebung nicht standzuhalten. Im Norden vom Araba-Konak bis Zagorje befindet sich das Tal des Flusses Brebeš, das im Gegensatze zu anderen Quertälern des Balkans breit ist, 400—500 *m*, und den Eindruck eines alten Tales macht, von dem der Araba-Konak ein Stück war. Somit dürfte der Brebeš ein enthauptetes Tal sein: der Fluß ist unbedeutend im Vergleich zu dem breiten Tale, dieses selbst ist von den Schuttkegeln der Nebenflüsse und den an seinen Seiten angehäuften Schutthalden stellenweise zugeschüttet.

Es ist an anderer Stelle dargelegt, daß dieses Tal und der Araba-Konak durch tektonische Tiefenlinien veranlagt waren.[1])

Zwischen dem Becken von Kamarci und dem von Zlatica befindet sich die breite Einsattelung Golubac, niedriger als der Hauptgrat des Balkans, aber nahezu von gleicher Höhe mit den benachbarten Partien der Srednja Gora. Sie besteht aus Gneis und Glimmerschiefer. Ihre Schichten streichen im westlichen Teile verschiedenartig: zuerst NNO—SSW., sodann NO—SW. und darauf NW—SO.; oberhalb des Dorfes Bunovo gehen sie aber in die Richtung O—W. über, die sie auch weiterhin durch das Becken von Zlatica-Pirdop und auf der Koznica behalten. Die Schichten des Golubac treffen unter einem scharfen Winkel mit den Schichten der Balkanphyllite zusammen. Der Golubac ist von dem Balkan durch eine Verwerfung geschieden; an derselben ist der Balkan unbedeutend gegenüber der Fläche von Golubac gehoben. Der aus Gneis und Glimmerschiefer bestehende Querriegel des Golubac erstreckt sich auch weiterhin durch das Becken von Zlatica-Pirdop bis zur Koznica; der Balkan ist hier viel stärker emporgehoben. Die Störungen sind auf dem nachstehenden Profile dargestellt.

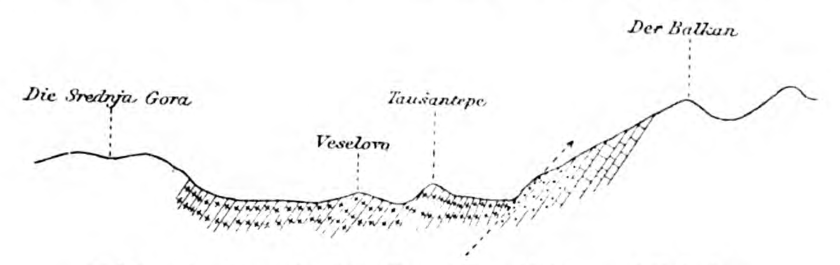


Fig. 3. Die tektonische Schwelle zwischen Mirkovo und Kolanlare.

In dem Becken von Zlatica-Pirdop macht sich die subbalkanische Verwerfung auch physiographisch bemerkbar. Der Gebirgsfuß des Balkans ist eine lange, nahezu gerade Linie. Seine Gehänge sind sehr steil, stellenweise Wände von 30—100 *m* Höhe. Oberhalb der Wände beginnt eine alte schief gestellte Erosionsfläche. Die nach S. gerichteten Abdachungstäler des Balkans schneiden die O—W.-streichenden Schichten senkrecht, während ihr Gefälle mit der Neigung der gestörten alten Erosionsfläche übereinstimmt. Die erwähnten Felswände des Balkans werden durch diese Flüsse in Klammen durchschnitten, die nur einige Meter breit sind und in denen sich stets Stromschnellen, stellenweise auch Wasserfälle befinden. Diese Klammen sind das Zeichen einer starken Erosion, die durch die Hebung des Balkans verursacht worden ist, welche auch die erwähnten tektonischen Stromschnellen hervorgerufen hat. Antezedente Balkantäler, älter als die Verwerfungen und die subbalkanischen Felswände, lassen sich von jüngeren, infolge der Hebung entstandenen, weit zahlreicheren Tälern unterscheiden. Jene sind län-

[1]) Die Tektonik der Balkanhalbinsel. Comptes-rendus du congrès géol. intern. Wien 1903.

ger, reichen fast bis zu den höchsten Gipfeln des Hauptgrates des Balkans hinauf und zeigen einen alten Talboden, in dem ein V-förmiges Tal eingeschnitten ist; diese sind dagegen kurz und nur V-förmig in die alte Erosionsfläche eingetieft. Die antezedenten Balkantäler bestehen also aus zwei ineinander geschachtelten Tälern: einem älteren in der erwähnten gehobenen Erosionsfläche und einem jüngeren, das scharf V-förmig in den alten Talboden eingeschnitten ist, häufig über 200 *m* tief. Ein solches Profil sieht man insbesondere an der Stelle, wo solche Täler die südlichen steilen Abhänge oder Felswände des Balkans durchbrechen, seltener auch weiter aufwärts. Schließlich treten unter jenen Felswänden große Schuttkegel auf, von denen einige, wie z. B. der Schuttkegel der Zlatiška Reka, in ihrem oberen Teile eine Mächtigkeit von 40—50 *m* haben. An solchen Schuttkegeln erlischt die Erosion der Balkanflüsse und von den Schuttkegeln abwärts stehen dieselben Flüsse unter dem Einflusse anderer Erosionsbedingungen. Diese Schuttkegel sind demnach sekundäre Erosionsbasen der Balkanflüsse.

Abgesehen von dem verschiedenartigen Verhalten der Erosion ist auch die Höhe und die Art der Dislozierung der alten Erosionsfläche nördlich und südlich vom subbalkanischen Bruche eine ganz andere. Von den höchsten Punkten des Golubac herab beobachtet man, daß die Gebirge zwischen der Rila und dem Balkan eine alte, nicht bedeutend gehobene Erosionsfläche darstellen. Außer der Srednja Gora im weiteren Sinne sind auch die Gebirge Verila und Kara-Bair ein Teil dieser Erosionsfläche. Das Profil dieser Gebirge stellt eine gewellte Linie dar, die nirgends scharf gebrochen ist. Nirgends ist ein scharfer und stärker hervorragender Gipfel zu sehen. Diese fast ebene Erosionsfläche ist zum größten Teil durch subaërile Erosion entstanden und später durch tektonische Vorgänge disloziert worden. Das ist dieselbe Erosionsfläche, die wir im Balkan nördlich vom subbalkanischen Bruche beobachtet haben, wo sie aber bedeutend gehoben ist. Dieselbe Erscheinung, jedoch in noch größerem Maßstabe, läßt sich im Süden im Rilagebirge beobachten.

Der dargelegten Vorgänge wegen sind die Studien über die Bildung und Vertiefung der Täler um die subbalkanische Verwerfung her von besonderem Interesse, auch abgesehen von dem großen pliozänen subbalkanischen Tale. Die Talböden der antezedenten Täler, die der alten Erosionsfläche angehörten, können beobachtet werden. Infolge der Hebung längs dem subbalkanischen Bruche haben diese Täler verschiedenartige Umbildungen erfahren, die bedeutendsten, wenn die Verwerfung unter einem rechten oder schiefen Winkel die antezedenten Täler durchschnitt. Die alte Erosionsfläche wurde gehoben und gewölbt und wahrscheinlich wurden manche Täler des heutigen Balkans in zwei zerlegt, da sie bei der Hebung ihre Betten nicht erhalten konnten. Es gibt auch solche antezedente Täler, die im S. außerhalb der Verwerfung liegen, jedoch in der nächsten Nähe derselben. Wie wurde ihre Erosion durch die Bildung der subbalkanischen Verwerfung und durch die Hebung der alten Erosionsfläche beeinflußt? In welchem Verhältnis stehen diese Erosionserscheinungen zu der bekannten rückschreitenden Erosion, die sich seit dem oberen Pliozän infolge der Bildung



des Ägäischen Meeres oder der unteren Erosionsbasis der Marica entwickelt hatte? Wegen der Bildung der subbalkanischen Verwerfung und der Hebung der alten Erosionsfläche müssen auch neue Täler entstanden sein, deren Flüsse in ihrem Laufe der Neigung der dislozierten Erosionsfläche folgten. Welche Täler mögen das sein und wie lassen sie sich von den antezedenten Tälern unterscheiden?

Diese Probleme können am besten an der Topolnica und um das Becken von Zlatica-Pirdop verfolgt werden. Die Topolnica entspringt oberhalb der Stadt Koprivštica in der Srednja Gora und fließt durch die Srednja Gora in einem jungen klammartigen Tale, welches in einen alten Talboden eingeschnitten ist. Bis Petrič hat sie die Richtung W—O. und von hier schwenkt sie nach S. um. Sie ist also außerhalb des Beckens von Zlatica-Pirdop sowie außerhalb der subbalkanischen Verwerfung. Die Topolnica stellt gegenüber der subbalkanischen Verwerfung ein antezedentes Tal dar, dessen Eintiefung vorzugsweise unter dem Einflusse der Verschiebung der unteren Erosionsbasis der Marica steht. Durch die subbalkanische Verwerfung sind jedoch die Täler ihrer Balkanzuflüsse bedeutend beeinflußt worden.

Die subbalkanische Verwerfung; Störung der alten Erosionsfläche; das Erosionsbecken von Zlatica-Pirdop

Auf Grund der dargelegten Beobachtungen und Profile wurde die subbalkanische Verwerfung festgestellt, die dem südlichen Gebirgsfuß des Balkans folgt, von dem Becken von Sofia bis zur Koznica und weiterhin. In dem

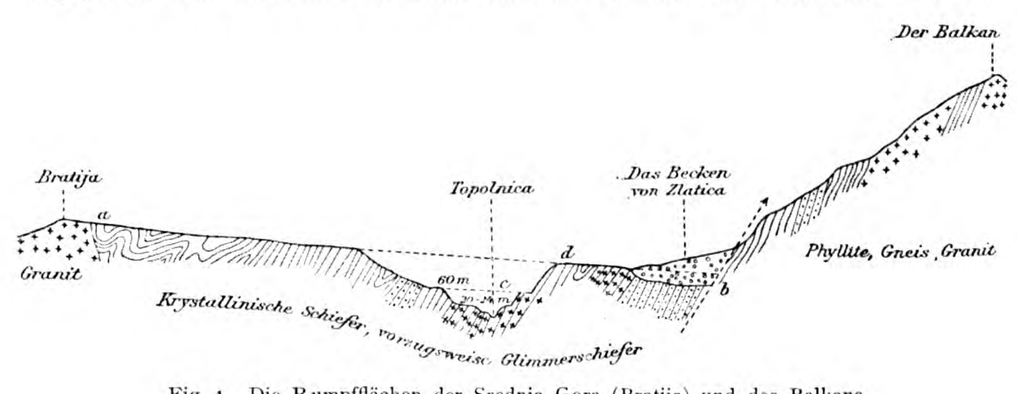


Fig. 4. Die Rumpfflächen der Srednja Gora (Bratija) und des Balkans.

Becken von Zlatica-Pirdop läßt sie sich insbesondere von Bunovo bis zur Koznica beobachten, wo die Balkangehänge mit 30—100 *m* hohen Wänden aufhören, und diese Felswände tauchen unter Schuttkegel hinab, die im Becken aufgehäuft sind. Die Balkangehänge bestehen aus mannigfaltigen Gesteinen: metamorphosierten paläozoischen Schiefern, granitoiden und jungen eruptiven Gesteinen und aus mesozoischen Schichten. Die Verwerfung durchschneidet also mannigfaltige Gesteine und südlich von ihr beginnen die Glimmerschiefer der Srednja Gora. Die geologischen und physiographi-

schen Verhältnisse um die subbalkanische Verwerfung sind insbesondere aus dem vorstehenden Profile zu ersehen, das den Hauptgrat des Balkans, das Becken von Zlatica-Pirdop und das Tal der Topolnica durchschneidet.

Vor der Bildung der subbalkanischen Verwerfung war eine alte Erosionsfläche vorhanden. Infolge der Bildung der subbalkanischen Verwerfung wurde dieselbe derartig gestört, daß sie südlich von der Verwerfung unbedeutend gesenkt und schräggestellt wurde. Im Norden von der Verwerfung ist die alte Erosionsfläche steil gehoben und das sind die heutigen südlichen Gehänge des Hauptgrates des Balkans. Wie das Profil zeigt, läßt sich die alte, wenig schräggestellte Erosionsfläche bis zur subbalkanischen Wand verfolgen, und zwar vorzugsweise auf Grund einzelner, bei der Erosion erhalten gebliebener Glimmerschiefergrate, die sich in dem Becken zwischen seinen Flüssen befinden.

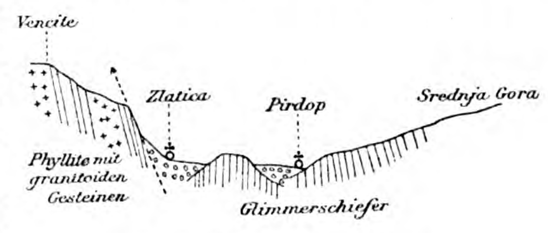


Fig. 5. Lokalprofil von Zlatica.

Erst infolge der Bildung der subbalkanischen Verwerfung begannen sich Unterschiede zu entwickeln und wurde die Srednja Gora vom Balkan getrennt.

Die subbalkanische Verwerfung ist auf der ganzen Strecke vom Becken von Sofia bis zur Koznica nicht von derselben Art. An manchen Stellen ist sie eine Flexur; wo sie jedoch einen Bruch darstellt, dort ist die senkrechte Verschiebung zwischen dem Balkan und der Srednja Gora an der Verwerfung von verschiedenem Ausmaß. Die größte Verschiebung fand am nördlichen Rande des heutigen Beckens von Zlatica-Pirdop statt, eine viel geringere am Golubac, eine ganz unbedeutende an der Koznica.

Bis zur Koznica lassen sich außer der subbalkanischen keine anderen Verwerfungen feststellen und darnach ist das Becken von Zlatica-Pirdop kein Graben. Die alte, nach Norden hin geneigte Fläche der Srednja Gora läßt sich dagegen als eine Ebene bis zur subbalkanischen Wand verfolgen. Nur ist diese Ebene hier durch die intensive Erosion der Flüsse, die sich an die Verwerfung knüpften, abgetragen und so ist durch die um die Verwerfung konzentrierte Erosion das Becken von Zlatica-Pirdop entstanden. Die stärkere Erosion wurde eben an dieser Stelle insbesondere dadurch begünstigt, daß hier die bedeutendste senkrechte Verschiebung war.

Einfluß der Verwerfung auf die Bildung und Vertiefung der Balkantäler; neue und antezedente Täler

Der ganze südliche Abhang des Balkans ist also nichts anderes als eine gehobene und schiefgestellte alte Erosionsfläche. In der heutigen Lage werden solche Flächen intensiv zertalt. Darum sind die Balkangehänge oberhalb der subbalkanischen Verwerfung von neuen und alten Tälern tief



zerschnitten, indem sich die alten infolge der Hebung der Erosionsfläche intensiv eingetieft haben. Sowohl die einen als auch die anderen sind parallel und der alten Erosionsfläche gleich nach Süden geneigt. Die Erosionsfläche konnte sich also nicht in der heutigen Lage bilden. Sie mußte früher die Oberfläche einer niedrigeren und reifen Landschaft gewesen sein.

Manche von den Tälern der gehobenen Erosionsfläche sind also älter als die subbalkanische Verwerfung und waren, bevor diese entstand, Zuflüsse der Topolnica. Solcherart sind zweifellos die Täler der Čelopečka, Zlatiška und Ldžansko-pirdopska Reka, die nach dem Verlassen des Balkans und nach dem Betreten der subbalkanischen Verwerfung in jener nach Norden geneigten Erosionsfläche der Srednja Gora alte Talböden zeigen. In der Regel haben nur ältere Täler einen solchen Verlauf und solche Gestaltung. Die neuen Flüsse, die sich nach der Entstehung der Verwerfung entwickelten, konnten infolge der auf dem vorigen Profile dargestellten Neigung der alten Erosionsfläche bis zur Topolnica nicht gelangen. Entweder hören sie unter der subbalkanischen Verwerfung und der subbalkanischen Wand auf, indem sie in ihren Schuttkegeln verschwinden, oder sie münden in einen der erwähnten drei älteren Flüsse in dem Becken von Zlatica-Pirdop. Auch andere Eigenschaften bilden einen Unterschied zwischen den antezedenten und den neu entstandenen Tälern. Die ersteren erstrecken sich viel weiter in den Balkan hinein und reichen bis zu den höchsten Gipfeln und den Einsattelungen des Hauptgrates des Balkans hinauf, während die neuen Täler in der Regel viel tiefer bleiben; sie haben sich nach der Hebung der alten Fläche des Balkans durch rückschreitende Erosion entwickelt, die von der subbalkanischen Verwerfung begann und keine Zeit hatte, um allzu weit nach rückwärts zu greifen. Die antezedenten Täler haben das nebenstehende Profil an dem sich das alte, echte antezedente Tal unterscheiden läßt, worin infolge der Hebung der alten Oberfläche ein neues, 200—230 *m* tiefes, V-förmiges Tal eingetieft ist. Der Betrag dieser neueren Erosion läßt sich insbesondere an der Stelle messen, wo die Täler den Balkan verlassen. An der Zlatiška Reka, oberhalb Zlatica, beträgt der junge Einschnitt 230 *m*; seit der Zeit, als sich die subbalkanische Verwerfung zu bilden begann und seitdem die Hebung der alten Erosionsfläche anfing, ist also in dem antezedenten Tale ein so tiefer Einschnitt entstanden. Die neuen Täler sind unmittelbar in der alten Erosionsfläche eingetieft worden, an denselben befinden sich also keine solchen Talböden, die für die antezedenten Täler so charakteristisch sind.

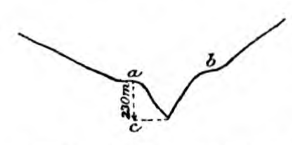


Fig. 6. Der alte Talboden (*a*, *b*) und das junge Tal der Zlatiška oberhalb Zlatica.

Ein weiteres Kennzeichen der antezedenten Täler ist das folgende: Ihre südlich von der subbalkanischen Verwerfung gelegenen Talböden sind weit niedriger als jene im Balkan gelegenen. In den Tälern der drei genannten alten Flüsse kommen zwei Terrassen vor: die eine von 60, die andere von 20—24 *m* Höhe. Dieselben Terrassen befinden sich auch in dem Tale der Topolnica. Demnach haben sich die südlich von der subbalkanischen Ver-

werfung gelegenen Partien der drei alten Täler unter dem Einflusse einer ganz anderen, schwächeren Erosion gebildet als ihre Partien im Balkan; das ist eine rückschreitende Erosion, die von der unteren Erosionsbasis der Marica ihren Anfang nimmt. Demnach gibt es weder in den unteren Partien der drei alten Täler noch an der Topolnica eine Talterrasse von 200—230 *m* Höhe; es gibt also keine alte Terrasse, die mit der 200—300 *m*-Terrasse der antezedenten Balkantäler gleiche relative Höhe hätte. Der genannte, an der Topolnica und an jenen Flüssen befindliche Talboden von 60 *m* Höhe dürfte jedoch in Wirklichkeit ein Äquivalent zu dem 200—230 *m* hohen Talboden der antezedenten Balkantäler darstellen. Daß er niedriger ist als der Talboden der antezedenten Balkantäler, rührt von der Hebung der alten Fläche im N. der subbalkanischen Verwerfung her. Die Höhen der äquivalenten Terrasse und der Betrag der Erosion können also in demselben Tale auf eine Entfernung von einigen hundert Metern ganz verschieden sein. Nach der Höhe des Talbodens der antezedenten Balkantäler dürfte

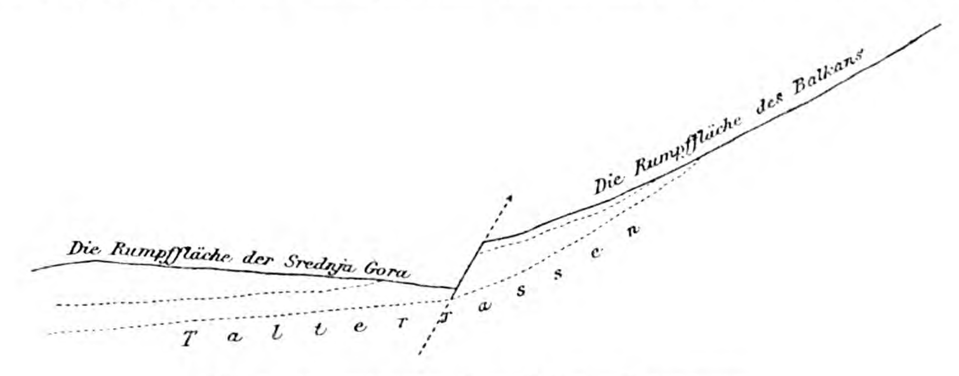


Fig. 7. Die dislozierten Rumpfflächen und Talterassen.

vielleicht auch das Maß der Hebung der alten Erosionsfläche des Balkans abgeschätzt werden können. Demnach hat sich der Balkan nach der Bildung der subbalkanischen Verwerfung um ca. 200 *m* über dem Becken von Zlatica-Pirdop gehoben. Eine solche Auffassung der Vorgänge ist auf der obigen Skizze dargestellt.

Von den übrigen antezedenten Tälern einigermaßen verschieden ist das alte Tal der Bunovska oder Stara Reka, das, in der westlichen Umrahmung des Beckens von Zlatica-Pirdop, eigentlich in der Schwelle des Golubac eingetieft, ein Stück der alten Erosionsfläche durchschneidet, das weniger gehoben war als die Balkanpartien derselben Fläche, die von der Celopečka Zlatiška und der Pirdopska Reka durchschnitten sind. Daher ist der Talboden seines antezedenten Tales weniger hoch über dem heutigen Tale als die Talböden jener drei Flüsse; sodann ist an seiner rechten Seite im Golubac eine Felsterrasse von 100 *m* Höhe zu sehen; sie senkt sich aber flußabwärts rasch hinab und vor der Mündung in die Topolnica hat sie eine Höhe von 60 *m*. Unter ihr befindet sich eine andere, mit Schotter bedeckte Terrasse von 18—20 *m* Höhe.

Die Wasserscheiden zwischen den neuen Tälern werden von den Schuttkegeln des Zlatica-Pirdop-Beckens gebildet. Zwischen den antezedenten Tälern dieses Beckens sind indessen die Wasserscheiden der alten Erosionsfläche erhalten geblieben, nämlich die genannten Glimmerschieferplatten, die auf dem Profile auf S. 11 dargestellt sind.

Das antezedente Tal der Topolnica und seine Terrassen

Im Süden des Beckens von Zlatica-Pirdop erhebt sich die alte Erosionsfläche bis 140 *m* hoch über dem Boden des Beckens. Ihr Untergrund besteht aus Glimmerschiefer und aus quarzhaltigen, stark metamorphosierten kristallinischen Schiefern. In die alte Fläche ist das W—O. streichende Tal der Topolnica eingetieft. Das alte Tal wie das heutige liegt also einige Kilometer südlich vom Becken von Zlatica-Pirdop, die Topolnica ist niemals durch dieses Becken geflossen.

In der alten Erosionsfläche, die auf dem Profile auf S. 10 dargestellt ist, beobachtet man ein breites, altes U-förmiges Tal. Man erkennt es an dem felsigen Talboden, sodann insbesondere an den zahlreichen langen, an einander vorüberstreichenden Felsspornen, zwischen denen sich die Topolnica dahinschlängelt, indem sie große Krümmungen macht. Diese Felssporne sind abgeebnet; aus der Ferne ist das neue Tal der Topolnica nicht sichtbar und sie geben ein vollkommenes Bild von der alten Talsohle. Der alte Talboden liegt etwa 60 *m* über dem heutigen Bette der Topolnica; dabei fällt er flußabwärts so sanft ab, daß ich ihn nach einer Wanderung von 3 *km* flußabwärts nur um 2—3 *m* niedriger fand. Das ist ein altes, wahrscheinlich oberpliozänes Tal der Topolnica, vielleicht ein Äquivalent der höchsten, 200—230 *m* hohen Talböden der antezedenten Balkanflüsse. Die pliozäne Topolnica war also ein mäandrierender Fluß mit geringem Gefälle, der sich infolge der Hebung und der Verschiebung der unteren Erosionsbasis mit seinen Mäandern um ca. 60 *m* eingetieft hat.

In das oberpliozäne Tal der Topolnica ist also ein 60 *m* tiefes, junges, V-förmiges Tal eingetieft, ein wildes, bei höherem Wasserstande ungangbares, ansiedelungsfreies Tal, das bloß auf das Flußbett beschränkt ist. Dieses hat ein steiles Gefälle und die Topolnica schießt darüber hin als ein sehr reißender Gebirgsfluß. In diesem jungen Tale kommen zwei Schotterterrassen vor. Sie liegen in kleinen Talweitungen, die sich zwischen den erwähnten Felsspornen befinden. Die obere liegt 20—24 *m* hoch über dem Flusse und ist oft in zwei Terrassenränder oder Mäanderterrassen zerlegt. Unter ihr befindet sich eine ganz junge, 4—5 *m* hohe Schotterterrasse. Das heutige Bett der Topolnica liegt ca. 25—30 *m* niedriger als der Boden des Beckens von Zlatica-Pirdop.

Es wurde erwähnt, daß in den unteren außerhalb des Balkans gelegenen Talpartien aller antezedenten Täler dieselben jungen Terrassen vorkommen, die sich auch an der Topolnica befinden, selbst die niedrigste Terrasse von 4—5 *m*. Überdies haben diese Täler dieselbe Zahl und ungefähr dieselben



Höhen der Terrassen, die auch an der oberen Marica festgestellt worden sind. Ihre Erosion stand also nicht unter dem Einflusse der senkrechten Verschiebung, die an der subbalkanischen Verwerfung auftrat. Verschiedene Partien eines und desselben antezedenten Balkantales stehen also nördlich und südlich der subbalkanischen Verwerfung unter dem Einflusse einer anderen Erosion.

Die sekundäre Erosionsbasis und die subbalkanischen Schuttkegel

Aus dem auf S. 10 dargestellten Profile sieht man, daß infolge der subbalkanischen Verwerfung in der alten Erosionsfläche eine Knickung entstanden ist. Ein jedes der antezedenten Balkantäler wurde dadurch in zwei Partien zergliedert: eine obere oder balkanische Partie bis zur Verwerfung oder Knickung und diese Partie erhielt bei *b* ihre nächste oder sekundäre Erosionsbasis. Von dieser Erosionsbasis aufwärts begann infolge der rückschreitenden Erosion eine intensive Eintiefung der oberen Partie der antezedenten Balkantäler, während die unteren Partien auch weiterhin nur unter dem Einflusse der Erosion der Marica geblieben sind. Infolge des tektonischen Vorganges entstand also eine neue, eingeschaltete oder sekundäre Erosionsbasis; diese belebte die Erosion der Täler, die über ihr liegen, und verhielt sich neutral zu den Tälern und Talpartien, die sich unter ihr befinden. Die sekundäre Erosionsbasis *b* erstreckt sich längs des ganzen Balkans, von dem Becken von Zlatica-Pirdop an bis Burgas und hat überall denselben Einfluß auf die Vertiefung der antezedenten Täler. Im O. wird ihre Wirkung schwächer, insbesondere von Sliven an nach O.

Infolge der Knickung und der Hebung der alten Erosionsfläche im Balkan entwickelte sich von der Verwerfung an bis zum Hauptgrate des Balkans hin eine starke rückschreitende Erosion und es bildeten sich überdies zahlreiche, zumeist kurze, junge Täler, die meist parallel angeordnet, die südlichen Balkangehänge zergliedern. Ihr Querprofil wird in der Regel durch die Schichtneigung beeinflußt, und ist dadurch häufig asymmetrisch.

Die sekundäre Erosionsbasis ist ferner durch eine Reihe von Schuttkegeln gekennzeichnet, die unter der subbalkanischen Felswand bei *b* beginnen und das ganze Becken von Zlatica-Pirdop ausfüllen. Kein Balkanfluß hat einen Schuttkegel, der dünner als 10—20 *m* und kürzer als 200—300 *m* wäre; manche, wie z. B. die Zlatiška und Pirdopska Reka, haben 2—3 *km* lange Schuttkegel, die 40—50 *m* mächtig sind. In denselben herrschen Geschiebe von granitoiden und trachytischen Gesteinen vor, seltener gibt es solche von metamorphosierten kristallinischen Schiefern und nur ausnahmsweise kommen auch Geschiebe von mesozoischen Gesteinen vor. In der oberen Partie der Schuttkegel sind sie zumeist kopfgroß; es gibt aber auch vereinzelte von 1 m^3 Größe; weiter abwärts sind feinere Geschiebe und geschichteter Sand vorhanden und die Schichten des Schuttkegels sind gegen S. geneigt. Ein jeder Fluß ist auf den Schuttkegeln in zahlreiche Arme verästelt; wo kein Fluß ist, gibt es doch Quellen unter dem subbalkanischen Abhange, so daß das Terrain sehr wasserreich ist.

Die Schuttkegel bilden gegenwärtig die sekundäre Erosionsbasis der Balkanflüsse. Die Flüsse der jungen Täler, die weniger verästelt und minder wasserreich sind, lösen sich in der Regel in zahlreiche Rinnsale auf und verschwinden in den Schuttkegeln; ihr Wasser versinkt im Schotter, im Sommer verdunstet es auch. Darum gelangen sie insbesondere im Sommer gar nicht bis zu den erwähnten antezedenten Tälern hin, deren wasserreichere Flüsse, obwohl bedeutend schwächer geworden, auch auf den Schuttkegeln erhalten bleiben. Die Erosion der meisten jungen Balkantäler hört demnach auf den Schuttkegeln oder an der sekundären Erosionsbasis auf.

Die Koznica; Reste des alten Längstales; westliche Wasserscheide des pliozänen, subbalkanischen Flusses

Die Koznica ist die höchste unter den Schwellen, die den Balkan und die Srednja Gora miteinander verbinden, und ihr höchster Punkt liegt ca. 1200 *m* hoch. Ihre Länge beträgt in der Richtung O—W. etwa 8—10 *km*, indem sie einer breiten Talwasserscheide ähnlich die Flußgebiete der Topolnica und Strema von einander trennt.

Die westliche Partie der Koznica besteht aus Glimmerschiefer, dessen Schichten O—W. streichen, und aus granitoiden Gesteinen, während die östliche Partie aus granitoiden Gesteinen und aus Serpentin zusammengesetzt ist. Sie ist eingeebnet, stellt ein Stück der Erosionsfläche der Srednja Gora dar und ist mit den benachbarten Partien der Srednja Gora gleich hoch. Oberhalb der Erosionsfläche der Koznica ragen die Gehänge des Vežen (Balkan) steil empor. Es kommt also keine Felswand vor wie in dem Becken von Zlatica-Pirdop. Hier läßt sich eher eine Flexur der alten Fläche voraussetzen. An derselben fand eine geringere senkrechte Verschiebung der alten Erosionsfläche statt als irgendwo sonst in dem subbalkanischen Talzuge. Darum ist die Koznica seine höchste Schwelle.

Im östlichen Teile der Koznica beobachtet man das Stück eines alten Tales, das sich in der Richtung O—W. erstreckte und gegenwärtig von keinem Flusse durchflossen wird.

Unter dieser Talspur beginnen im O. steile Böschungen und gelangt man in das Tal der Strema und das Becken von Karlovo hinab, in welchem junge Senkungen vorgekommen sind. Vielleicht war der Rest des Koznicatales das Tal eines Quellflusses des hier beginnenden pliozänen subbalkanischen Flusses. Der tektonischen Senkung, die sich von hier an nach Karlovo hin vollzog, vermochte es nicht standzuhalten.

Um die Koznica herum befand sich aber zweifellos die westliche Wasserscheide des pliozänen subbalkanischen Flusses, der sich von hier an bis Burgas mit Sicherheit verfolgen läßt. Denn aus der bisherigen Darlegung ist es klar, daß das Gebiet im W. der Koznica auch früher, so wie heute, dem Flußgebiete der Topolnica angehört hat, die mit dem pliozänen subbalkanischen Flusse in keiner Verbindung stand.



Die verschiedenen Arten der Täler in der westlichen Partie des subbalkanischen Talzuges

Auf dem Golubac sind keine Spuren des subbalkanischen Flußtales vorhanden. Das Becken von Zlatica-Pirdop ist durch Erosion der Balkanflüsse entstanden. Weder die Topolnica, noch der pliozäne subbalkanische Fluß sind durch dasselbe geflossen. Das Topolnicatal ist älter als die subbalkanische Verwerfung und die Hebung der alten Erosionsfläche.

Obwohl die westliche Partie des subbalkanischen Talzuges dem Flußgebiete des großen subbalkanischen Flusses nicht angehört hat, so ist sie doch für die Entwicklungsgeschichte der Täler von besonderer Bedeutung, wie man aus den dargelegten Schlußfolgerungen sieht. Wir haben in demselben folgende genetische Talarten festgestellt:

Antezedente außerbalkanische Täler, älter als die subbalkanische Verwerfung, die durch dieselbe entweder unbedeutend umgeändert oder gar nicht beeinflußt worden sind: die Malinska Reka und Topolnica.

Antezedente Balkantäler, die durch die Hebung der alten Erosionsfläche und die Bildung der sekundären Erosionsbasis stark verändert worden sind, indem sie in zwei von einander ganz verschiedene Partien gegliedert wurden. Derartig sind die Bunovska, Čelopečka, Zlatiška, Pirdopska und Kozni̇čka Reka.

Spuren von antezedenten Tälern, die durch die oben dargelegten Vorgänge vernichtet worden sind; von dieser Art ist das Quertal Araba-Konak und das Längstal der östlichen Koznica.

Junge Balkantäler, die sich gleichzeitig mit der subbalkanischen Verwerfung zu bilden begonnen hatten. Dieselben sind zahlreich.

Junge V-förmige Partien in den antezedenten Balkantälern.

Von nun an werden wir in den meisten Fällen nur auf die Erosion hinweisen, die durch die Hebung der alten Erosionsfläche hervorgerufen wird, und mit den oben angegebenen Namen verschiedene Arten von Tälern bezeichnen. Unsere weitere Aufgabe wird die Verfolgung des subbalkanischen pliozänen Flußtales sein, das von der Koznica an beginnt.

b) Im zentralen und östlichen Teile des Taltroges

Die Talböden und Terrassen der oberen Strema

Die Schwelle von Koznica hört im O. dort nicht auf, wo das Strematal beginnt. Sie setzt sich, sehr niedrig geworden, auch weiterhin über das Dorf Klisura bis Rahmanlar fort und die obere Strema ist in ihr eingetieft. Hier fand an der subbalkanischen Verwerfung eine bedeutendere senkrechte Verschiebung statt, so daß diese Partie der tektonischen Schwelle, die die Srednja Gora mit dem Balkan verbindet, bedeutend niedriger ist als die Koznica. Als ein Rest dieser Schwelle erstreckt sich eine 2—3 *km* breite Fläche am linken Ufer der Strema bis zum Flusse Rovna, einem linken Zuflusse der

(Gedr. 24. III. 1909)



Strema. In dieser Platte am rechten Ufer der Strema beobachtet man einen Talboden und drei Terrassen.

Der Talboden ist am besten erhalten am rechten Stremaufer, dem großen Dorfe Klisura gegenüber. Hier liegt er etwa 150 *m* hoch über der Strema. Sodann wird er niedriger und, obwohl zertalt, läßt er sich dennoch über dem Dorfe Slatina bis zu dem Dorfe Ašiklar verfolgen. Hier verschwindet er, ohne sonst irgendwo in dem Becken von Karlovo und überhaupt an der Strema zum Vorschein zu kommen. Auch am linken Ufer der Strema bis zum Flusse Porna läßt er sich deutlich beobachten; von hier an verschwindet er ebenfalls gänzlich. Unter ihm erscheint eine breite und 55 *m* über der Strema gelegene Terrasse, die stellenweise mit Schotter bedeckt ist; besonders gut erhalten ist sie oberhalb Klisura und um dieses Dorf herum. Bei Klisura beobachtet man noch zwei Schotterterrassen, die eine von 15—16 und die andere von 4—5 *m* Höhe.

Der höchste Talboden läßt sich auch in den Tälern der rechtsseitigen Zuflüsse der Strema, wie z. B. der Podešica und Blesnica, verfolgen.

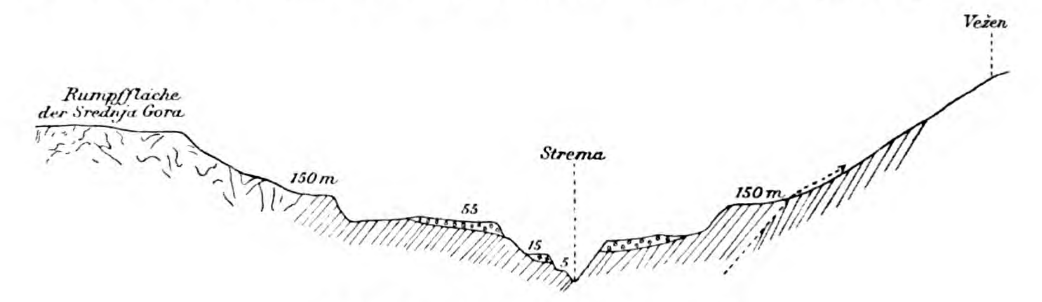


Fig. 8. Talböden und Terrassen der Strema.

Die erwähnte Platte an der linken Seite der Strema, von der Koznica bis zur Rovna, besteht aus metamorphosierten kristallinischen Schiefern und Granit und bildet mit den benachbarten Partien der Srednja Gora eine alte Erosionsfläche, die zum Balkan hin sanft geneigt ist. In diese alte Fläche war also das alte Tal eingetieft, dessen Talboden 150 *m* über der Strema liegt. Dieses Tal hatte mit der heutigen Strema dieselbe Richtung, W—O. In dem Becken von Karlovo beobachtet man keine Spuren von dem 150 *m* hohen Talboden, obwohl der alte Fluß in dieser Richtung geflossen ist; auch weiterhin in dem Tale der Strema sind keine vorhanden, da die unteren Partien dieses Tales jüngeren Alters sind. Man muß weiter nach O. gehen und erst auf der Schwelle Krstac findet man unzweifelhafte Spuren dieses alten Tales, dessen Fluß auch von Krstac gegen O. geflossen ist.

Oberhalb der Platte von Klisura ragen wandförmige, an den subbalkanischen Bruch geknüpfte Abhänge des Vežen empor. Sie werden von einer Anzahl junger, kurzer Täler durchschnitten, die sich auch in die Granitplatte von Klisura tief eingeschnitten haben. An der Stelle, wo diese Flüsse aus dem Balkanabhange in die Platte übergehen, zeigen sie Wasserfälle, die infolge der rückschreitenden Erosion mehr oder minder in die ge-

hobene alte Balkanfläche gewandert sind. Von der Rovna nach O. verschwindet aber die Granitplatte und die steilen Abhänge des Balkans reichen unmittelbar bis in die Geröllfläche des Beckens von Karlovo hinab. Dieser Gebirgsfuß stellt auf der Strecke von Tekija bis östlich von Karlovo in einer Länge von 22 *km* eine gerade Linie, eine gerade, ununterbrochen fortlaufende subbalkanische Verwerfung dar. Die Verwerfungswand und die alte gehobene Balkanfläche sind von mehreren parallelen Tälern durchschnitten, die sich im Becken von Karlovo durch große Schuttkegel auszeichnen. Aus diesen diluvialen und rezenten Schuttkegeln besteht der Boden des Beckens von Karlovo, der gleich den Schuttkegeln von N. nach S. geneigt ist. Die Schuttkegel haben die Strema in dem Becken von Karlovo von N. nach S. verlegt. Sie sind weiter sekundäre Erosionsbasen: die Balkanflüsse zersplittern sich auf ihnen in kleine Bäche, deren Wasser im Sommer evaporiert, so daß nur einige der stärksten bis zur Strema gelangen. Unter den letzteren Flüssen ist der bedeutendste die Karlovska Reka oder Sušica.

Die Karlovska Sušica als Typus der Balkantäler dieses Beckens

Beistehend befindet sich das Profil der Sušica an der Stelle, wo sie mit einem Wasserfalle dicht oberhalb der Lodenstoffabrik und der Mühlen von Karlovo die Wand des Balkans verläßt. Auf demselben beobachtet man:

1. Die gestörte alte Erosionsfläche;

2. einen scharfen Rand, von dem die intensive Eintiefung begonnen hatte; dieser Rand befindet sich etwa 300 *m* über dem heutigen Bette der Sušica;

Fig. 9. Profil der Sušica.

3. eine Felsterrasse, die in der Klamm, insbesondere am rechten Ufer, sichtbar ist und 25 *m* hoch über dem Bette liegt;

4. unter der letzteren befindet sich das heutige Bett der Sušica, eine bis 5 *m* breite Einkerbung in den metamorphosierten, kristallinischen Schiefern und granitoiden Gesteinen. Der Fluß ist auch im Sommer wasserreich. Er stürzt sich in der Klamm in einem 10 *m* hohen Wasserfalle hinab, unter dem sich mehrere kleinere befinden.

Unter dem Wasserfalle beginnt ein großer Schuttkegel, dessen Geröll 50—60 *m* mächtig ist.

Die Überreste der Wasserscheide zwischen der alten Strema und dem subbalkanischen Flusse

Wenn man sich von Karlovo südwärts, in der Richtung nach der Therme Banja und dem Dorfe Bogaz, begibt, so überschreitet man zunächst das

etwa 11 *km* breite Becken von Karlovo, dessen Boden von den Schuttkegeln der Balkanflüsse gebildet wird. Unmittelbar aus der Ebene ragt ein bogenförmiger Granitrücken empor, der 130 *m* Höhe über dem Becken von Karlovo erreicht. Im W., bei dem Dorfe Ovčilar, verbindet sich der Granitrücken mit der Srednja Gora, im O., bei dem Dorfe Bogaz, mit der Karadža. Die Strema fließt südlich von dem bogenförmigen Granitrücken, zwischen diesem und der Srednja Gora. Durch das eigentliche geräumige Becken von Karlovo fließt kein Fluß. Die Strema verläßt also das breite Becken von Karlovo unterhalb des Dorfes Ovčilar, bahnt sich durch die bogenförmige Graniterhöhung einen Weg und geht dabei allmählich in die Richtung N—S. über. Auf diese Weise ist das N—S. streichende Crematal durch die Graniterhöhung von dem Becken von Karlovo abgegrenzt. Außer der Strema durchbrechen diesen Granitrücken auch sämtliche drei antezedente Balkantäler: die Sušica, der Akdere und die Kurdejnica.

Von Ovčilar abwärts ist das Crematal jünger als seine Partie von Ovčilar aufwärts. Das erkennt man zunächst daran, daß es keinen hohen Talboden gibt, der dem Talboden der Strema von 150 *m* Höhe entsprechen würde. Es treten nur zwei niedrigere Terrassen auf, von denen die obere 30—20, die untere 14 *m* hoch über dem Bette der Strema liegt; sie dürften den niedrigeren Talterrassen bei Klisura entsprechen. Die 14 *m* hohe Terrasse ist besonders typisch oberhalb der Mündung des Akdere in die Strema, dort, wo dieser Fluß aus der Richtung NW—SO. in die Richtung N—S. übergeht. Dieser N—S. verlaufende Teil des Crematales ist also ein junges Tal, mit steilen Gehängen in einer alten Erosionsfläche scharf eingetieft.

Von Ovčilar verläßt also die Strema das Becken von Karlovo und geht allmählich in die Richtung N—S. über. Dabei fließt sie in einem jungen Tale, dessen höchste Terrasse nur 30—20 *m* über dem Flusse liegt. Die gegenwärtig von Flüssen durchbrochene bogenförmige Graniterhöhung ist der Rest einer alten Wasserscheide zwischen der Strema, die von Bogaz zum Becken von Philippopel, und dem subbalkanischen Flusse, der durch das Becken von Karlovo und über den Talsattel Krstac zu der heutigen Tundža hin floß. Die Quellarme der alten Strema verschoben sich nach rückwärts infolge der rückschreitenden Erosion, die im oberen Pliozän im Flußgebiete der Marica begonnen hatte, und haben auf diese Weise die Wasserscheide durchbrochen. Die alte Strema hat den subbalkanischen Fluß enthauptet. Mehrere Arme der alten Strema scheinen die Wasserscheide durchbrochen zu haben und dadurch haben sie die antezedenten Balkanflüsse Sušica, Kurdejnica und Akdere, die Zuflüsse des subbalkanischen Flusses waren, ebenso in das Flußgebiet der alten Strema hineingezogen. Sie wurden zu Quellflüssen der neuen zusammengesetzten Strema, die aus einem Teile des subbalkanischen Tales, dem neuen, von der rückschreitenden Erosion geschaffenen Tale und dem alten Crematale besteht. Diese Vorgänge wurden auch dadurch unterstützt, daß der subbalkanische Fluß durch die großen Schuttkegel der antezedenten und der jungen Balkanflüsse nach S. verlegt wurde, so daß er die alte Wasserscheide auch selbst untergrub.

Das alte Tal auf dem Krstac; Schlußfolgerungen über den subbalkanischen Fluß

Der Krstac ist eine Schwelle, die das Becken von Karlovo von dem von Kalofer oder von dem Becken der Tundža scheidet, welches unterhalb Kalofer beginnt. Er überragt die Becken von Karlovo und Kalofer um etwa 130 *m* und bildet die Wasserscheide zwischen der Strema und Tundža. Als Schwelle verbindet er den Jumrukčal mit der Srnena Gora. Der Krstac besteht aus Granit, auf welchem Schotterablagerungen liegen. Längs des westlichen Randes des Krstac ist das Tal der Kurdejnica eingetieft, die weiter abwärts den Namen Akdere führt; am östlichen Rande fließt die Teža, jetzt ein Quellarm der Tundža. Beide entspringen unter dem höchsten Gipfel des Balkans, dem Jumrukčal. Die Kurdejnica schwenkt im Quellgebiete nach O. und ist nur durch einen schmalen Grat von der Sušica von Karlovo getrennt. Zwischen ihnen und dem Becken von Karlovo befindet sich das Hochplateau von Čafadarica, das sich auch ostwärts über die Kurdejnica hin fortsetzt.

Der Krstac, mit 628 *m* absoluter Höhe, ist ein Teil der Erosionsfläche der Srednja Gora, welche sich von S. nach N. sanft herabsenkt und am Krstac bis zum subbalkanischen Bruche reicht. Das sind die steilen Gehänge der Čafadarica, die aus paläozoischen, bläulichen, quarzhaltigen Phylliten mit Granitdurchbrüchen bestehen. Die Čafadarica ist eine nahezu ganz ebene Erosionsfläche von ca. 2000 *m* absoluter Höhe, etwa 1400 *m* höher als der Krstac. Von dieser Fastebene ragen hie und da 10—15 *m* hohe scharfe Gipfel empor, die aus quarzhaltigen widerstandsfähigen Phylliten bestehen. Hie und da zeigt sie tellerförmige Wannen von 4—5 *m* Durchmesser, ebenfalls in den Phylliten, die eiszeitliche Bildungen sein dürften. Sie fällt stufenförmig zum Krstac und in das Becken von Karlovo ab. Die Wände sind zumeist an die Granitader geknüpft, die sanfter geneigten Flächen bestehen aus Phylliten. Die Čafadarica ist eine Partie der alten Erosionsfläche, die längs der Verwerfung oberhalb des Krstac sehr hoch gehoben ist. In diese Erosionsfläche sind messerscharf die bis 400 *m* tiefen Täler der Sušica, Kurdejnica, Teža und Manastirska Reka eingeschnitten, die antezedente Balkantäler darstellen.

Auf dem Krstac, oberhalb Kalofer, befindet sich ein alter, O—W. streichender Talboden, der 1·5—2 *km* breit ist. Er liegt 136 *m* hoch über der Bodensohle des Tundžabeckens und 130 *m* über der Ebene von Karlovo. Der alte Talboden ist mit Schotter, Sand und sandigem Lehm bedeckt. In den Einschnitten der Straße wurde dieser Schotter in einer Mächtigkeit von 2 *m* bloßgelegt; größere und kleinere Geschiebe sind in einem gelblichen, sandigen Ton gelagert. Es gibt Granitgeschiebe, sodann Geschiebe von paläozoischen Phylliten. Außer den ganz kleinen gibt es auch solche, die kopfgroß sind; das sind insbesondere Granit- und Quarzgeschiebe. Sie haben die Gestalt von Flußgeschieben: die Granitgeschiebe sind gewöhnlich eiförmig, die Phyllitgeschiebe sind tellerförmig und dünn. Sowohl die einen als auch die



anderen sind so stark verwittert, daß sich das Gestein kaum erkennen läßt. Es gibt aber doch besser und schlechter erhalten gebliebene Granitgeschiebe; die letztgenannten zerfallen bei der Berührung und Herausnahme aus ihrer Lagerstätte in eine gelblich-rötliche Masse, aus der sich Quarz-, zuweilen auch Feldspatkörnchen ausscheiden. Die Phyllite sind infolge Verwitterung zumeist in eine gelbliche Masse umgewandelt. Die Geschiebe spalten sich gewöhnlich bei der Herausnahme längs der phyllitischen Flächen. Man gewinnt also den Eindruck eines sehr alten Schotters. Dieser Schotter ist in dem alten breiten Tale abgelagert, dessen Gestalt vollständig erhalten geblieben und dessen einstige west-östliche Richtung deutlich erkennbar ist.

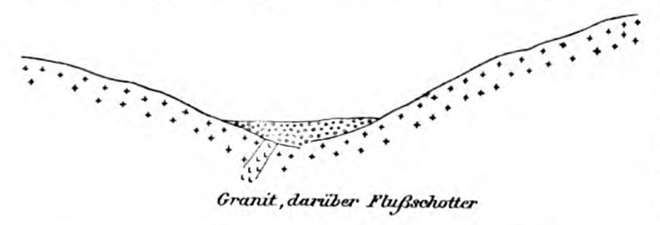


Fig. 10. Das Profil des oberpliozänen Tales am Krstac.

In der westlichen Partie des Krstac ist der Talboden des subbalkanischen Flusses weniger gut erhalten geblieben. Er ist durch den Akdere und die untere Partie der Kurdejnica in Platten zertalt. Die Kurdejnica, der Akdere und die Teža sind antezedente Balkantäler und waren linksseitige Zuflüsse des subbalkanischen Flusses. Als dieser Fluß verschwunden war, schufen sie sich auf dem alten Talboden neue tiefe Täler. An der

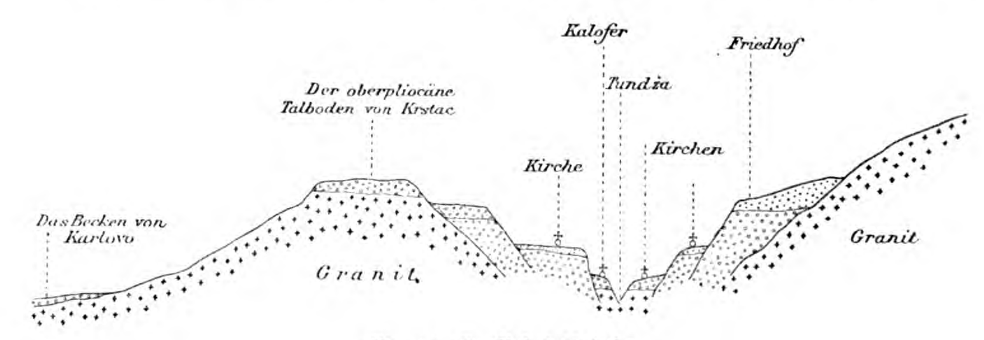


Fig. 11. Profil bei Kalofer.

Kurdejnica und am Akdere kommen zwei Terrassen vor, deren höhere an der Stelle, wo der Akdere das Becken von Karlovo betritt, 50 *m* hoch ist. Übrigens hat sich auch die Rolle der erwähnten antezedenten Täler verändert. Den Oberlauf des subbalkanischen Flusses, die heutige Strema bis zum bogenförmigen Granitrücken, hat die Marica an sich gerissen; der große subbalkanische Fluß war also dadurch enthauptet. Sein Zufluß Teža wurde zum Quellfluss der Tundža. Die Kurdejnica wurde in das Flußgebiet der Strema hineingezogen.

Bei Kalofer sieht man an der Teža drei diluviale Schotterterrassen. Ihre Zusammensetzung und ihr Verhältnis zum Talboden des subbalkanischen Flusses zeigt das obenstehende Profil.

Die niedrigste Schotterterrasse liegt nur 4—5 *m* hoch über der Teža; auf ihr befindet sich ein großer Teil der Stadt Kalofer.

Die mittlere Schotterterrasse von 14—15 *m* Höhe zeichnet sich durch eine dünne Schicht gelblichen Tones aus, der über dem Schotter liegt.

Die 24—26 *m* hohe Friedhofterrasse besteht aus älterem, mehr verwittertem Konglomerat und Schotter. Auf derselben liegt etwa 10 *m* mächtiger sandiger gelber Ton, der durch Granitverwitterung entstanden und heutigen Schuttkegeln der Granitlandschaft ähnlich ist.

Der Schotter des alten Talbodens liegt nur 40 *m* höher als das heutige Bett der Teža bei Kalofer.

Aus den dargelegten Beobachtungen folgt, daß sich in der westlichen Partie der Koznica die Wasserscheide zwischen dem subbalkanischen Flusse und der Topolnica befunden hat. In der östlichen Partie der Koznica gibt es Spuren vom Talboden eines mutmaßlichen Quellarmes des subbalkanischen Flusses.

Der höchste Talboden um Klisura ist der Talboden des subbalkanischen Flusses. Auf dem Krstac befindet sich ein gut erhaltener Teil desselben Talbodens. Die Höhe des Talbodens von Klisura beträgt 360 Saschen, die des Bettes auf dem Krstac 294·8 Saschen. Auf der Entfernung von 60 *km* beträgt der Höhenunterschied des alten Talbodens oder sein Gefälle 65·2 Saschen, etwa 140 *m*.

Der Zufluß der Marica, die alte Strema, verschob durch rückschreitende Erosion sein Bett nach rückwärts, durchbrach die geschilderte Wasserscheide und enthauptete den subbalkanischen Fluß. Daher liegt der Talboden von Krstac außerhalb und oberhalb der heutigen Flußtäler. Infolge dessen entwickelte sich die Tundža als selbständiger Fluß, und zwar in der Weise, daß die Teža, vorher ein Nebenfluß des subbalkanischen Flusses, sein Quellfluß wurde. Daher hat die Teža gegenwärtig die Richtung eines Balkanflusses, der vom Balkan herab unter rechtem Winkel in das W—O. streichende Tal der Tundža fließt.

Wenn wir die Partien der alten Talböden von Klisura und Krstac miteinander vereinigen, überbrücken wir das Becken von Karlovo, die junge tektonische Senkung. Es muß die Frage aufgeworfen werden: Besteht irgendwelcher Zusammenhang zwischen diesen tektonischen Vorgängen und der Zergliederung und Vernichtung des alten subbalkanischen Tales? Haben die tektonischen Vorgänge des subbalkanischen Talzuges zur Enthauptung der Strema beigetragen, hat insbesondere die Schwelle von Krstac auf die Zergliederung des subbalkanischen Flusses irgendwelchen Einfluß ausgeübt?

In der westlichen Partie des subbalkanischen Talzuges, vom Becken von Kamarci an bis zum Krstac, sind die tektonischen Vorgänge jünger als in der östlichen, wo sie in den Becken von Karnobat, Ajtos und Burgas in der Kreide begonnen und die Hauptzüge der Becken schon im Paläogen geschaffen haben. In der erwähnten westlichen Partie begannen die erwähnten tektonischen Vorgänge wahrscheinlich im Oligomiozän gleichzeitig mit der Faltung des Balkans[1]) und waren besonders intensiv zu Ende des

[1]) Die Tektonik der Balkanhalbinsel, S. 374.



Pliozäns und am Anfange des Diluviums. Damals wurde die alte Erosionsfläche längs der subbalkanischen Verwerfung bedeutend gehoben. In sämtlichen westlichen Becken (dem von Kamarci, Zlatica-Pirdop, Karlovo) gibt es keine älteren Gerölle als die pleistozänen Schuttkegel und diese sind von großer Mächtigkeit. Überdies ist die an den subbalkanischen Bruch geknüpfte Wand hoch, frisch, zweifellos jung. Beide Erscheinungen müssen hauptsächlich mit den tektonischen Bewegungen zu Ende des Pliozäns und am Anfang des Diluviums in Zusammenhang gebracht werden, mit Bewegungen also, die mit den tektonischen Vorgängen in der nördlichen Ägäis gleichzeitig sind.

Wie das Tal der Topolnica, so hat auch die westliche Partie des subbalkanischen Tales zwischen der Koznica und dem Krstac während der Bildung der subbalkanischen Verwerfung und der Verschiebung der alten Erosionsfläche ihr Bett beibehalten. Auf dem Krstac ist das Bett des subbalkanischen Flusses in der alten gestörten Erosionsfläche eingetieft; um Klisura ist es nicht nur in derselben Fläche eingeschnitten, sondern der Fluß hat als spätere Strema im wesentlichen dieselbe Richtung bis heute beibehalten. Der Talboden von 150 *m* Höhe ist hier nur der höchste Talboden desselben Tales. Enthauptet und in das Flußgebiet der Marica hineingezogen wurde der subbalkanische Fluß später, in der Zeit, die der Vertiefung der Täler unter dem Talboden von 150 *m* Höhe entspricht. Seitdem treten in dem Stremata1e, von Klisura bis Bogaz, dieselben Terrassen auf. Der alte Talboden von 150 *m* Höhe kommt in der jungen Partie des Strematales nicht vor, die in dem bogenförmigen Granitrücken eingetieft ist. Der subbalkanische Fluß hat also bis zum Diluvium die tektonischen Vorgänge des subbalkanischen Talzuges überwunden und sein Bett behauptet. Im Diluvium wurde er enthauptet, nicht durch subbalkanische Senkungen, sondern durch die rückschreitende Erosion der Maricazuflüsse. Die tektonischen Vorgänge des subbalkanischen Talzuges haben also auf die Zergliederung und Vernichtung des subbalkanischen Flusses keinen unmittelbaren Einfluß ausgeübt.

Das alte subbalkanische Tal wurde also auf dem Krstac nicht durch die Wirkung der tektonischen Vorgänge vernichtet. Wenn ein Fluß durch seine Erosion die vor ihm sich erhebende Schwelle nicht überwinden könnte, so würde sich hinter der Schwelle ein See bilden. Hier kommen keine Seeablagerungen vor. Es besteht auch kein Grund zur Annahme, daß der starke subbalkanische Fluß auf einer Granitschwelle, wie es der Krstac ist, sein Bett nicht hätte behaupten können.

Es scheint, daß sich die grabenartige Senkung des Beckens von Karlovo auch nach der Vernichtung des subbalkanischen Tales fortgesetzt hat. Darauf weist insbesondere die Höhe des Granitrückens, des Zeugen der alten Wasserscheide, hin, weil die Oberfläche dieses Rückens um einige Meter tiefer liegt als der Talboden von Krstac. Am Südrande des Beckens von Karlovo befindet sich die Schwefeltherme von Banja mit 42° C.; sie liegt an einer Verwerfung, die oft von Erdbeben heimgesucht wird.



Das antezedente Tal der Tundža zwischen Karagitli und Kazanluk; der abgedämmte neogene See

Östlich von Kalofer beginnt ein etwa 8 *km* breites Becken, das sich bis zum Dorfe Karagitli erstreckt. Längs seines nördlichen Randes erhebt sich der fast geradlinige, an den subbalkanischen Bruch geknüpfte Gebirgsfuß des Balkans, von vielen älteren (Manastirska Reka, Akdere und Lešnica) und jungen Tälern zerschnitten, an deren Ausgange sich große Schuttkegel befinden. Die Tundža fließt neben dem südlichen Beckenrande an der Srnena Gora dahin, und da war auch das Tal des subbalkanischen Flusses. Denn einige Kilometer weit unterhalb Kalofer befindet sich an der rechten Seite der Tundža ein breiter Talboden, der mit jenem von Krstac verbunden werden kann. Derselbe Talboden erstreckt sich also aus dem Becken von Karlovo über den Krstac in das Tundžabecken hinüber.

Von dem Dorfe Karagitli bis Kazanluk ist das Tundžabecken im O. durch einen 7—8 *km* breiten Granitquerriegel begrenzt, der einen Teil der

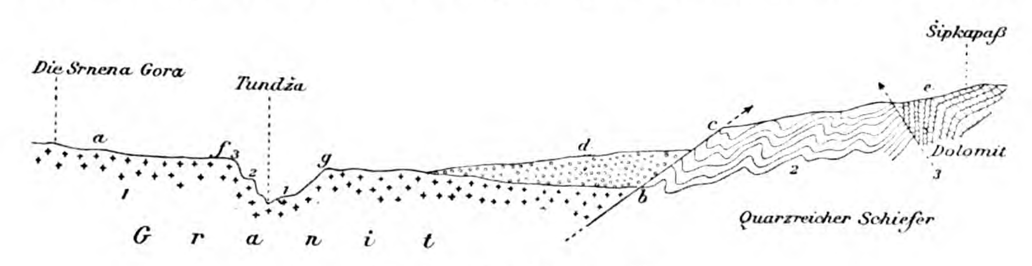


Fig. 12. Profil bei Karagitli.

alten Oberfläche darstellt. Er ist also ein Äquivalent zu dem Krstac, nur ist er im Gegensatze zu diesem von der Tundža durchbrochen. Der subbalkanische Fluß hat also auf solchen Querriegeln sein Bett zu behaupten vermocht und dieselben wurden nur dann zu neuen Wasserscheiden, wenn der subbalkanische Fluß von S. her durch einen Zufluß der Marica enthauptet wurde.

Die Verhältnisse bei Karagitli zeigt das beistehende Profil.

Auf demselben ist besonders charakteristisch die vollständig ebene, zur subbalkanischen Verwerfung hin sanft geneigte alte Erosionsfläche der Srnena Gora. Sie war vor der Bildung der subbalkanischen Verwerfung eine Rumpffläche und während der Bildung der Verwerfung wurde sie in der bezeichneten Weise gestört. Das beweist auch die Tatsache, daß auch die südwärts geneigte Partie der alten Oberfläche von der Erosion der Tundža unabhängig ist, die eine entgegengesetzte Neigung fordert. Die Tundža oder, was in diesem Falle dasselbe ist, der subbalkanische Fluß behielt sein Bett bei diesen Störungen; es ist aber möglich, daß dieses Bett durch die Schuttkegel der Balkanzuflüsse nach S. verlegt worden ist und daß das heutige Bett der Tundža nicht zugleich das älteste Bett des sub-



balkanischen Flusses darstellt. Diese Schlußfolgerung ziehe ich aus der großen Höhe der subbalkanischen Schuttkegel.

Die Granitfläche *a b* wird auch von den Tälern der antezedenten Balkanflüsse Lešnica und Varvica durchschnitten, die zur Tundža fließen. Sie haben also ihr Bett beibehalten, obwohl sie unter einem rechten Winkel zur subbalkanischen Verwerfung geflossen sind.

Die übrigen Elemente des oberen Profils sind nach der bisherigen Darlegung klar. Es sind *d* die Schuttkegel der Balkanflüsse, *b c* ist der Verwerfungsabhang des Balkans und *c e* ist die alte gehobene Erosionsfläche. Das Tundžatal ist allerdings breit, hat jedoch steile Gehänge, die im grellen Gegensatze zu der Rumpffläche stehen. Bei Karagitli kommen zwei Terrassen vor, eine von 14—10, die andere von 2—3 *m* Höhe über der Tundža. Die rechtsseitigen Zuflüsse der Tundža haben an ihrer Mündung Stromschnellen und Fälle.

Inmitten der Granitplatte *g b* befindet sich unterhalb des Wirtshauses Karagitli an der linken Seite der Tundža ein kleines Becken mit jungen Süßwasserablagerungen. Es sind hauptsächlich bläuliche und weißliche Sande mit Kohlenschmitzen, stellenweise auch mit großen Granitblöcken. Sie lagern auf altem Flußschotter und auf ihnen liegt längs der Tundža junger Flußschotter. Die Schichten sind gestört und fallen zumeist nach NNW. zum Balkan hin, hie und da unter einem Winkel von 40°. Wo dieses Süßwasserneogen im O. aufhört, erscheint ein Granitsporn mit zwei Terrassen, eine 2—3, die andere 8 *m* hoch. Durch diese Granitschwelle ist die Tundža abgedämmt und ein provisorischer, mutmaßlich spätpliozäner See gebildet worden. Diese Schichten sind stark gegen den Balkan hin geneigt. Das muß mit der Bildung der subbalkanischen Verwerfung sowie mit der nach nordwärts geneigten alten Erosionsfläche *a b* im Zusammenhange stehen.

Die epigenetischen Täler bei Nikolajev und Dolnji Čanakdžija; das antezedente Tundžatal im Medžerlik

Die Granitschwelle von Karagitli zieht sich zum nördlichen Rande des Beckens von Kazanluk hinüber. Sie besteht außer aus Granit auch aus kristallinischen Schiefern und ist fast eben, so daß sie geologisch und physiographisch eine Partie der alten Erosionsfläche darstellt. Mit einer Flexur geht sie in die gehobene und steilere Rumpffläche des Balkans über. Weiter ostwärts tritt an dieser Grenze das Längstal Hajinkej—Tvrdica auf.

Das ganze Becken von Kazanluk liegt in der tiefer liegenden, aus Granit und kristallinischen Schiefern zusammengesetzten alten Erosionsfläche, die zur Srednja Gora gehört. Es liegt also nicht an der Verwerfung oder an der Grenze zwischen der hoch gehobenen Balkanfläche und der wenig gehobenen Srednja Gora-Fläche und dadurch unterscheidet es sich von den bisherigen Becken. Auf der alten Balkanfläche kommen mehrere antezedente Täler vor. Die Erosionsfläche des Balkans ist hier weniger gehoben als



weiter im W.; die Erosion war schwächer, so daß auch die Form der alten und der neuen Täler einigermaßen anders ist. Die alten Täler zeigen besser erhaltene Talböden, während die jungen in ihnen eingetieften Täler seichter als die bisherigen sind; von solcher Art sind auch die neuen Täler. Die Gehänge, z. B. des Debelec, sind durch eine Gruppe paralleler, kurzer und seichter, neuer Abdachungstäler zertalt. Alle haben große Schuttkegel, die den Boden des Beckens von Kazanluk bilden. Durch dieselben ist die Tundža nach S., an den Rand der Srnena Gora hin verlegt worden. Nach den Thermen von Gornji Čanakdžija zu urteilen, scheint sich auch an dem Südrande des Beckens von Kazanluk eine Verwerfung zu befinden.

Die aus Granit und kristallinischen Schiefern zusammengesetzte alte Erosionsfläche von Debelec setzt sich auch im Medžerlik bis Binkos in dem Becken von Sliven fort. Die Tundža hat sich in diese alte Fläche eingetieft. Nördlich von Debelec und Medžerlik erscheint ein langes und breites Längstal, das sich an der Grenze zwischen der Srnena Gora und dem Balkan befindet. Es erstreckt sich als Längstal der Garvašnica weit nach W. hinein und folgt der Flexur zwischen dem Balkan und dem Debelec, während es im O. der subbalkanischen Verwerfung folgt, an Tvrdica vorbeistreicht und bis in die Nähe von Binkos reicht. Wir bezeichnen es als den Talzug von Tvrdica. Er bildet einen Teil des subbalkanischen Talzuges. Die Becken von Kazanluk und Tvrdica werden durch eine schmale kristallinische Platte getrennt, die den Debelec mit dem Medžerlik verbindet und von drei Tälern durchbrochen wird: im W. von der Garvašnica, weiter im O. von zwei Durchbruchstälern der Tundža, die hier eine große Krümmung bildet. Diese Krümmung der Tundža läßt sich nicht anders als durch Epigenese erklären. Obwohl nun die Tundža mittels dieser Krümmung in das subbalkanische Becken von Tvrdica eingedrungen ist, so kehrt sie doch wieder aus diesem zurück, und zwar in einem klammförmigen Tale, durch den Medžerlik. Die Tundža fließt also jetzt nicht durch das Becken von Tvrdica, ist auch früher als subbalkanischer Fluß durch dasselbe nicht geflossen. In dem Becken sind keine Spuren des alten Tales vorhanden. Das klammförmige Tundžatal durch den Medžerlik bei Atlar und Banja ist antezedent und in demselben kommen die alten Talböden vor, die dem Talboden von Krstac entsprechen.

Auf der beigegebenen Karte sind diese Verhältnisse dargestellt. Im Tale der Garvašnica treten neogene Süßwasserschichten auf, die stellenweise auch den Boden des subbalkanischen Talzuges bis Orizar bedecken. Es sind weißliche Sande und Tone und gelbliche Sandsteine. In der oberen Partie der Garvašnica treten in ihnen Kohlenschichten auf, die ausgebeutet werden. Die neogenen Süßwasserschichten sind gestört und wie die Rumpffläche zum Balkan hin geneigt. In der oberen Garvašnica liegen sie höher als die hohen kristallinischen Kuppen Gligorica und Jamurdži, die die Becken von Tvrdica und Kazanluk trennen. Die Süßwasserablagerungen kommen auch südlich von den erwähnten Kuppen, an den Ufern der Tundža um Nikolajevo vor.

Das alte vorlakustrische Tal des subbalkanischen Flusses erstreckte sich von Nova Mahala in der Richtung des nach Donji Čanakčija führen-



den Weges und südlich von der oberhalb Donji Čanakčija befindlichen kristallinischen Kuppe. Dieses alte Tal liegt hier 30 Saschen oder 64 *m* über dem heutigen Bette der Tundža. Seine Talböden kommen auch weiter ostwärts bei den Dörfern Atlar und Banja vor. Nördlich von der Linie Nova Mahala—Donji Čanakčija beginnt die Krümmung der Tundža, und diese Talpartien sind jünger als das Tal unterhalb Donji Čanakčija und durch Epigenesis entstanden, wie es auf dem beistehenden Profile dargestellt ist. Es gibt drei epigenetische Klammen: eine, wo die Tundža das Becken von Kazanluk verläßt und das von Tvrdica betritt, die andere, wo sie aus dem letzteren zurückkommt, und die dritte unterhalb des Dorfes Donji Čanakčija. Die erste Klamm ist nur 400—500 *m* lang und 60—70 *m* breit. Die nicht durchsägten Schichten der kristallinischen Schiefer bilden Stromschnellen; an einer Stelle ragt aus dem Bette ein 5 *m* hoher Gneisfelsen empor.

Im O. vom Dorfe Čanakčija beginnt ein antezedentes, etwa 20 *km* langes Tal der Tundža. Dieses klammförmige Erosionstal um Atlar und



Fig. 13. Die epigenetischen Klammen der Tundža (*a* und *b*) bei Nikolajevo.

Banja scheint durch die O—W. streichende Verwerfung, die zwischen dem Medžerlik und der Srnena Gora verläuft, veranlagt zu sein. Dasselbe wird fast ununterbrochen von dem Talboden begleitet, der 60—64 *m* über der heutigen Tundža liegt. Am besten erhalten ist er bei dem Dorfe Atlar. Von da an bis Banja erstreckt sich der alte Talboden in einer Länge von 5 *km* längs des linken Tundžaufers; er setzt sich auch unterhalb Banja weiter fort. An der rechten Seite ist dieser alte Talboden stark erodiert; die einzelnen Stücke sind jedoch erhalten geblieben und fallen insbesondere dadurch auf, daß sie allein bebaut sind. Sie stellen die Fortsetzung des alten Talbodens, der auf dem Krstac und unterhalb Kalofer festgestellt worden ist, dar. Das ist also der Talboden des subbalkanischen Tales. Durch dieses alte Tal ist der neogene See des Talzuges von Tvrdica und Kazanluk abgeflossen. Als sich die Tundža in den Medžerlik und die Srnena Gora tiefer eingetieft hatte, floß der pliozäne See ab und das Becken trocknete aus.

In dem erwähnten Talboden des subbalkanischen Flusses ist ein junges V-förmiges Tal eingeschnitten. Das ist die Klamm der Tundža. Die alten Talböden sind zumeist als abgeebnete Sporne hoch oben geblieben und zwischen ihnen schlängelt sich das junge Tal und der Fluß dahin. Es sind das geerbte Mäander, die von dem subbalkanischen Tale herstammen. An

den Spornen sieht man eine niedrigere Terrasse von 20 *m* Höhe, die ebenfalls bei dem Dorfe Atlar am besten erhalten ist.

Das Tal des subbalkanischen Flusses bei Binkos und bei Aladagli

In der östlichen Partie des Beckens von Tvrdica fließt von W. nach O. der Fluß Blagornica, vereinigt sich mit der Binkoska Reka oder Bostanlik, einem antezedenten Balkanfluß, schwenkt sodann knieförmig nach S. und mündet in die Tundža. Gleich den übrigen antezedenten Balkanflüssen scheint die Blagornica früher über den Medžerlik zur Tundža geflossen zu sein, und zwar durch ein Tal, das oberhalb des Dorfes Ikišča sichtbar ist und durch das die Straße führt. Durch die rückschreitende Erosion der Binkoska Reka ist irgendein rechtsseitiger Zufluß derselben in das Becken von Tvrdica gedrungen, hat die Blagornica enthauptet und in sein Stromgebiet gezogen.

An der Mündung der Binkoska Reka verläßt die Tundža die Klamm von Atlar—Banja und betritt das geräumige Becken von Sliven. Dicht bei Binkos ist sie an den Südrand hin verlegt, und zwar durch den 800 *m* breiten Schuttkegel der Binkoska Reka, des wasserreichsten Zuflusses der Tundža.

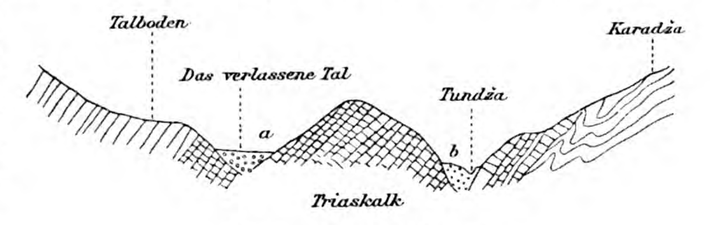


Fig. 14. Profil bei Sliven.

Etwa 3 *km* östlich von der Mündung der Binkoska Reka sieht man in dem Becken von Sliven zwei parallele Täler, die auf dem beistehenden Profile dargestellt sind. Das nördlich gelegene Tal hat einen ebenen, 1 *km* breiten Talboden und stellt das Stück eines alten Tales dar, durch welches jetzt kein Fluß fließt.

An der rechten Seite dieses alten Tales ragt ein Kalkgrat empor, der über der unmittelbaren Ebene des Beckens von Sliven etwa 90 *m* hoch liegt; 1·5 *km* weiter südlich sieht man das heutige Tundžatal. Die Sohle des alten Tales, auf dem Profile mit *a* bezeichnet, hat eine absolute Höhe von 100 Saschen oder 213 *m* und liegt 32 *m* höher als das heutige Tundžabett.

Es ist aus der beigelegten Karte klar, daß es nicht möglich ist, dieses verlassene Tal dadurch zu erklären, daß etwa die Tundža von den Balkanzuflüssen südwärts verschoben worden wäre. Der erwähnte Kalkgrat stellt einen Teil der Wasserscheide zwischen dem alten subbalkanischen Tale und einem Flusse dar, der einst im S. des Kalkgrates (ungefähr im Tale der heutigen Tundža) floß und, indem er sein Tal nach rückwärts verlegte, in das Tal des alten subbalkanischen Flusses eindrang und diesen in sein eigenes Stromgebiet hineinzog. Das alte Tal bei Binkos stellt also ein Stück des subbalkanischen Tales dar.



An den Gehängen dieses verlassenen Tales erscheint bei dem Dorfe Karasarli ein hoher Talboden, der dem 64 *m* hohen Talboden von Atlar entspricht.

Nach diesen Beobachtungen läßt sich feststellen, wann der subbalkanische Fluß im Becken von Sliven vernichtet worden ist. Die Auflösung begann zwischen der Terrasse von 60 und 32 *m* und gelangte vollständig zum Abschluß, als das Bett des subbalkanischen Flusses 32 *m* hoch über dem heutigen Bette der Tundža gelegen war.

Östlich von hier erscheinen keine deutlichen Spuren des subbalkanischen Tales bis zu dem Dorfe Aladagli; es sind jedoch Anzeichen vorhanden, nach denen sich die Hauptrichtung des subbalkanischen Flusses andeuten läßt. Von dem erwähnten Kalkgrate an, den ich Binkoska Čuka genannt habe, erstreckt sich eine Reihe zumeist unbedeutender und abgeebneter, W—O. streichender Erhöhungen, die das heutige Tundžatal vom subbalkanischen Talzug von Sliven trennen. In diesem Talzuge lassen sich tiefe muldenförmige Partien wahrnehmen, die gegenwärtig Sümpfe und Torfmoore bilden, während ihre Längsachse beständig die Richtung W—O. hat. Sie sind durch kleine Schuttkegel der Balkanflüsse von einander getrennt. Obwohl sie durch diese Schuttkegel einigermaßen verändert wurden, so läßt sich doch deutlich erkennen, daß sie von W. nach O. geneigt sind. Während der Boden des alten Tales bei Binkos 100 Saschen hoch war, hat der Boden des muldenförmigen Sumpfes zwischen den Dörfern Drandanovo und Sigmen nur 70 Saschen Höhe; die nämliche Höhe hat auch das Bett des Torfmoores Straldža, das sich östlich von Sigmen befindet. Der subbalkanische Fluß floß also nördlich von der erwähnten Hügelreihe, die als die Wasserscheide zwischen dem subbalkanischen Flusse und der alten Tundža betrachtet werden muß.

Im Gegensatze zum westlichen und zentralen Balkan ist der östliche Balkan von Sliven bis zum Kap Emine bloß aus kretazischen Flyschgesteinen zusammengesetzt, am Südrande auch aus Andesit, dessen Eruptionen im wesentlichen oberkretazischen und paläogenen Alters sein dürften. Die Faltung des östlichen Balkans war weit weniger intensiv als die Faltung des zentralen und westlichen Balkans. Zwischen den kleinen scharfen Falten erscheinen im Ostbalkan breite, nicht gefaltete Zonen, aptigmatische Flächen. Auch pliozäne und postpliozäne Hebungen und Dislokationen der alten Erosionsfläche waren im Ostbalkan weit geringer. Seine Gehänge steigen von der subbalkanischen Flexur oder Verwerfung sanft empor und die Kämme erreichen weit geringere Höhe als im W. Manche von den antezedenten Tälern durchschneiden den Hauptkamm; alle, antezedente und junge Täler, zeichnen sich durch eine weniger intensive Erosion aus. Die Schuttkegel sind zumeist unbedeutend. Jene Reihe riesiger Schuttkegel, die die subbalkanische Verwerfung oder den südlichen Fuß des Balkans bis Sliven begleitet haben, verschwindet nun hier. Die Akkumulation ist also unbedeutend und das alte, allerdings stellenweise verschüttete Bett des subbalkanischen Flusses ist soweit erhalten geblieben, daß es rekonstruiert werden kann. Unter einem rechten Winkel schneiden es die heutigen Balkanflüsse, um durch die alte Wasserscheide zur heutigen Tundža hin zu fließen.



Am östlichen Rande, bei dem Dorfe Aladagli, wird das Becken von Sliven schmal, die Balkanumrahmung vereinigt sich beinahe mit dem eruptiven Gelände des südlichen Beckenrandes. In dieser Talenge ragt der kuppelförmige Gipfel Iriboju empor, der aus kretazischen Sandsteinen und mergeligen Kalken besteht, und zu beiden Seiten desselben beobachtet man Reste des subbalkanischen Tales das sich hier zuerst in zwei Arme gegliedert hatte. Diese beiden Arme sind als typische Profile von Flußtälern erhalten geblieben; der linke ist über 1 *km* breit, der rechte ist breiter. Durch den ersteren fließt gegenwärtig kein Fluß, der letztere wird von dem Azmak, einem Zuflusse der Tundža, durchschnitten. Der Iriboju ist 111 Saschen hoch, während die Sohle des linken Armes des alten Tales etwa 70 Saschen hoch liegt.

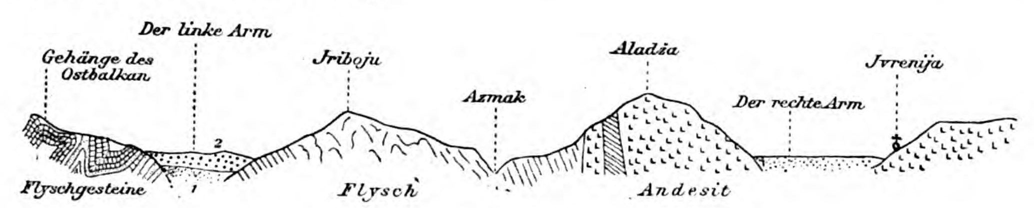


Fig. 15. Profil bei Karakauzli.

Auf dem beistehenden Profile sind beide Arme des subbalkanischen Tales dargestellt; überdies zeigt dasselbe Profil den rechten Arm noch einmal unterhalb des Dorfes Ivrenija, bei Karakauzli.

Der Boden des linken Armes oberhalb Aladagli zeigt in einem Einschnitt folgende Zusammensetzung:

Unten, in einer Mächtigkeit von 2—3 *m* bloßgelegt, feiner Schotter und weißlicher Quarzsand, nur selten Sand und Schotter von Granit. Flyschgeröll fehlt. Oben bei ● fand ich einen Zahn von *Elephas meridionalis.*

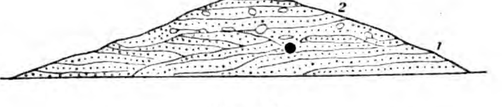


Fig. 16.

Auf diesem Sand und Schotter lagern horizontale Schichten eines lehmigen Sandes von gelblicher Farbe mit nicht abgerundeten großen Bruchstücken ausschließlich von Flyschgesteinen. Sie sind 4—5 *m* mächtig.

Im Bette des alten Flusses liegen also übereinander zwei ganz verschiedenartige Flußablagerungen. Das Liegende, der quarzige Sand und Schotter, ist die Ablagerung eines großen Flusses, der schon seiner Mündung nahe war. Dieser Fluß verschwand am Schluß des Pliozäns. Daß der subbalkanische Fluß am Anfange des Pleistozäns schon zergliedert und vernichtet war, folgt aus allen bisherigen Beobachtungen. An dieser Stelle ist dies auch paläontologisch festgestellt worden.

Woher rührt aber das jüngere Gerölle, das auf dem Sande und Schotter des subbalkanischen Flusses liegt? Seine Herkunft dürfte vielleicht auf folgende Weise zu erklären sein: Da sich in ihm nur Flyschgeschiebe befinden,



die noch dazu grob und wenig abgerundet sind, so ist nicht daran zu zweifeln, daß es von einem Flusse herbeigeführt worden ist, der nur von dem östlichen Balkan herabgeflossen sein kann, also von einem Balkanflusse. Dieser Fluß könnte der Azmak gewesen sein, der gegenwärtig, aus dem östlichen Balkan kommend, die Betten beider Arme des subbalkanischen Flusses durchschneidet. Nach der Vernichtung des subbalkanischen Flusses hat er zuerst das linke Bett desselben benutzt und ist durch dieses geflossen. Infolge der rückschreitenden Erosion, die von der alten Tundža ausgeht, wurde er später von irgendeinem Zuflusse des letzteren Flusses angegriffen und in sein heutiges Bett geleitet. Aus dem Profile sieht man, daß der Azmak, sonst ein träger und nahezu uferloser Fluß, nur an dieser Stelle einen frischen, scharfen Einschnitt aufweist.

Der geschilderte Schotter auf dem Krstac sieht älter aus, als der Sand und Schotter oberhalb Aladagli. Danach scheint es, daß die Enthauptung und Auflösung des subbalkanischen Flusses in dem Becken von Karlovo und hier nicht gleichzeitig war. Dort scheint sie früher erfolgt zu sein.

Die Wasserscheide zwischen dem subbalkanischen Flusse und der alten Tundža; die Terrasse von Jambol

Die Tundža fließt nicht durch das Becken von Sliven. Wir haben bereits erwähnt, daß in der westlichen Partie das Becken von Sliven und das Bett der Tundža durch die Binkoska Čuka von einander getrennt sind, und es wurde dargelegt, daß die Binkoska Čuka einen Überrest der Wasserscheide zwischen dem subbalkanischen Flusse und der alten Tundža dastellt. Auch weiterhin, im O. von ihr, sieht man hie und da ganz niedrige, reihenartig angeordnete Erhöhungen, die aus der Ebene emporragen und ebenfalls Spuren der alten Wasserscheide sind. Es ist möglich, daß das Tal der alten Tundža, das hier noch die Richtung W—O. hat, durch die Verwerfung von Banja veranlagt worden ist.

Die alte Wasserscheide ist aber erst an jener Linie ganz deutlich, die die Dörfer Torsunli, Čerkišli und Kšlakej miteinander verbindet. Hier erhebt sich zwischen dem Becken von Sliven und dem Tundžatale eine Platte, auf der einige scharfe Gipfel erscheinen, wie z. B. jener von 135 Saschen und der Šekerdži von 135,6 Saschen, beide an der linken Seite des Weges, der von Sliven nach Jambol führt. Diese Gipfel sind über dem Talzuge von Sliven etwa 50 Saschen, über 100 *m* hoch. Die ganze Platte ragt indessen 10—20 Saschen oder mehr als 20—40 *m* über dem Boden des Beckens von Sliven empor. Südlich von der Platte schwenkt die Tundža unter einem rechten Winkel nach S. und fließt unterhalb des Gipfels Duman-Tepe dahin und bei Jambol vorbei.

Die physiographischen Eigenschaften und die geologische Beschaffenheit der alten Wasserscheide und der benachbarten Partien der alten Erosionsfläche sind auf folgendem Profile dargestellt.



Südlich von der subbalkanischen Verwerfung, bei Sliven, beginnt der ebene Boden des Beckens, den Schuttkegel (*a*) der Balkanflüsse bilden. Sodann ragt der scharfe Gipfel Šekerdži empor, der aus mergeligen kretazischen Kalken besteht; die östliche, am Azmak und an der Tundža gelegene Partie der alten Wasserscheide besteht aus rötlichen, mergeligen und schieferigen Kalken, die ein O—W.-Streichen zeigen. An der rechten Seite des Tundžatales steigt die alte Erosionsfläche kaum merklich empor, die Gehänge haben einen Böschungswinkel von nur 6—7°. Sie bestehen zuerst aus den mergeligen Kalken, aus denen auch der Šekerdži zusammengesetzt ist, sodann aus Andesit. Bedeckt sind sie mit 7—8 *m* mächtigen lehmartigen Verwitterungsprodukten (*c*). Es sind rote Tone, und wo sie den erwähnten Kalk zur Unterlage haben, treten in ihnen zahlreiche Travertinkonkretionen auf. Es ist also eine alte Erosionsfläche, die nahezu ganz eingeebnet war. Von ihrer höchsten gewölbten Partie, die man überschreitet, wenn man von der Tundžabrücke nach Jambol hin geht, beobachtet man, daß sich diese alte Fläche zu beiden Seiten der Tundža erstreckt und daß sie bis zu den Becken

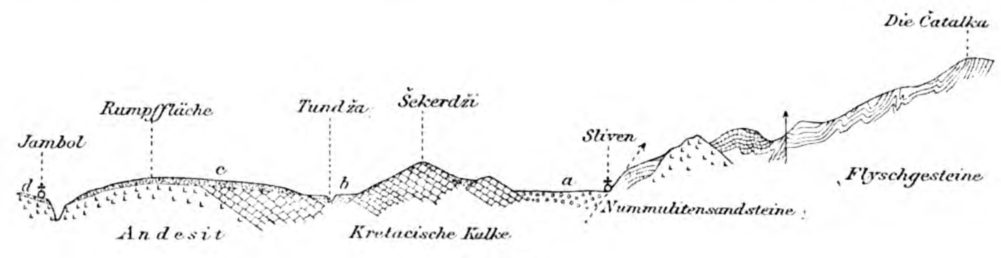


Fig. 17.

von Philippopel und Adrianopel reicht. Der Sakar und die Strandža sind gehobene und gewölbte Partien dieser alten Fläche. Von ihr ragen der Sveto-Ilinski Hrid im SW. und der Gipfel Manastirski Bairi im S. scharf und inselartig empor. Diese beiden tektonischen Inseln der alten Fläche haben die Richtung NW—SO. und dürften durch ganz junge tektonische Vorgänge emporgehoben worden sein.

Während man um die Tundža die geschilderte ruhige und nahezu ebene alte Fläche beobachtet, wird man überrascht, von jener höchsten gewölbten Partie herabkommend, bei Jambol das scharf eingeschnittene Tal der Tundža zu erblicken. In der ruhigen und ebenen Erosionsfläche wurde also die Flußerosion stark belebt. Auf dem obenstehenden Profile ist die 15—20 *m* hohe Tundžaterrasse von Jambol dargestellt; sie ist in Andesit eingeschnitten, worauf hie und da Schotter (*b*) liegt. Am linken Tundžaufer läßt sich diese Terrasse mehrere Kilometer weit verfolgen. Sie hat eine absolute Höhe von 60 Saschen, etwa 128 *m*. Viel südlicher, bei dem Dorfe Pindakli, befindet sich an der rechten Seite der Tundža dieselbe Terrasse, etwa 4 *km* lang. Aus der russischen Karte 1 : 126 000 sieht man, daß diese Terrasse in großer Länge auch weiter südlich bei dem Dorfe Kurlušli auftritt.

Die Terrassen von Jambol und Pindakli sind Zeugen einer rückschreitenden Erosion, die sich die Tundža hinauf erstreckt hat.

(Gedr. 25. III. 1909.)



Das Flußgebiet des Azmak und der Talzug von Ajtos-Burgas. Der Arm von Karakauzli und von Ajtos des subbalkanischen Flusses; die sekundäre Wasserscheide von Karakauzli; die Terrasse von Skenderli; die sekundäre Wasserscheide von Ajtos

Durch die bisherigen Beobachtungen und Schlußfolgerungen ist das Problem des subbalkanischen neogenen Flusses im wesentlichen gelöst. Von Aladagli an betraten wir das Gebiet, wo sich dieser in Arme teilte, zunächst nur in zwei, von denen ich den linken als den von Ajtos bezeichne, da er durch den Talzug an der heutigen Stadt Ajtos vorbeigeflossen ist, während ich den rechten nach dem Dorfe Karakauzli benennen will. Der linke Arm gliedert sich bei dem Dorfe Urum-jeni-kej abermals in zwei Arme. Die drei Arme gehen in breite Täler über, die sich im Hintergrunde der Limane von Burgas befinden. Diese Arme sind viel besser erhalten geblieben als jene im Becken von Sliven. Es sind 2·3 — 6·5 *km* breite Täler, in die nachher die alten Zuflüsse des subbalkanischen Flusses gedrungen oder die von letzteren durchschnitten worden sind. An manchen Stellen haben sich neue Täler und kleine Flüßchen entwickelt, die in dem breiten Talboden des alten subbalkanischen Flusses als Parasiten erscheinen. Da nun die alten Zuflüsse und die neuen Flüsse, die Betten des subbalkanischen Flusses benützend, teils zur Tundža, teils zum Schwarzen Meere hin flossen, so entstanden neue oder sekundäre Wasserscheiden in dem alten subbalkanischen Tale. Unter diesen haben Bedeutung folgende zwei: die Wasserscheide von Karakauzli am rechten und die von Ajtos am linken Arme des subbalkanischen Flusses, da dies gegenwärtig die Wasserscheiden zwischen dem Schwarzen und Ägäischen Meere sind.

Nachdem sich der subbalkanische Fluß bei Aladagli in zwei Arme geteilt hat, schwenkt der rechte nach SO. um und nach 6 *km* erreicht er die unbedeutende Wasserscheide von Karakauzli. Dabei steigt der Boden des Tales von 80 auf 110 Saschen Höhe empor, so daß sich also ein Höhenunterschied von 30 Saschen zeigt. Von hier an senkt sich die Sohle des alten Tales zu dem südlichen Liman von Burgas hinab, der den Namen Mandra führt. Bei Karakauzli ist das alte Tal des rechten Armes vollkommen erhalten geblieben. Seine Ebene ist etwa 6 *km* breit. Südlich von dieser Talwasserscheide fließt in dem alten Tale ein ganz schwacher Bach, den ich nach dem Dorfe Karadžilar benenne; er vereinigt sich mit dem Bache Hadžilar, dessen Oberlauf außerhalb des alten Tales liegt. Sodann münden sie in den Fluß Mandra, der mit seinem Ober- und Mittellaufe ebenfalls außerhalb des alten Tales fließt und in den Liman Mandra mündet. Im O. von Karakauzli fließt ein kleiner Bach nach SW., zum Azmak hin. Infolge der späteren Eintiefung des Azmak und der Mandra erhielt das alte Bett des rechten Armes zwei entgegengesetzte Neigungen, so daß die sekundäre Wasserscheide bei Karakauzli entstand. Daß aber das Bett des alten Flusses bei Karakauzli um 30 Saschen höher ist als 6 *km* weiter westlich in



der östlichen Partie des Beckens von Sliven, das läßt sich nicht allein durch die Erosion des Azmak erklären. Vielleicht ist das auf eine diluviale und postdiluviale Senkung des Bodens des Beckens von Sliven oder auf eine Hebung des Terrains um Karakauzli zurückzuführen. Die Reste des subbalkanischen Flusses bei Sliven liegen niedrig, 70 Saschen hoch, so daß sich danach in dem Becken von Sliven nach der Auflösung des subbalkanischen Flusses eine unbedeutende Senkung vollzogen haben muß. Wir werden später sehen, daß in dem Küstenlande des Schwarzen Meeres eine flexurartige Biegung der alten Erosionsfläche stattgefunden hat.

Kehren wir zu dem linken oder Ajtoser Arme des subbalkanischen Flusses zurück. Ostwärts von dem Iriboju bis zu dem Dorfe Telalkej fließt durch diesen Arm des subbalkanischen Flusses gegenwärtig der Azmak, jedoch gegen W., also dem Laufe des subbalkanischen Flusses entgegengesetzt. Der Boden des Armes von Ajtos ist bis Telalkej durch die Isohypse von 75—70 Saschen der russischen Karte bezeichnet. Bei Telalkej erreicht er indessen eine Höhe von 80 Saschen, wonach er sich in der Richtung zum Golfe von Burgas hinabsenkt. Auch an diesem Arme ist also eine neue oder sekundäre Wasserscheide vorhanden, von welcher nach W. der Azmak, nach O. die Ajtoska Reka fließt, und beide sind im Boden des Ajtosarmes des subbalkanischen Tales eingetieft. Das sind parasitische Flüsse, die das fertige und verlassene alte subbalkanische Tal benutzt haben. Im W. und im O. von der Telalkejer Wasserscheide sind außer dem jüngsten Talboden auch noch andere Spuren des subbalkanischen Flusses erhalten geblieben.

Im W. befindet sich an der linken Seite des Armes von Ajtos bei dem Dorfe Skenderli eine 4—5 *km* lange Felsterrasse, die besonders gut erhalten ist und 53—60 *m* hoch über dem Boden des Armes von Ajtos liegt. Im großen und ganzen stimmt sie mit der Isohypse von 100 Saschen oder 213 *m* der russischen Karte überein. Diese Terrasse fällt sanft nach O. ab. An ihrem östlichen Ende liegen die Häuser des Dorfes Skenderli. Unter ihr befindet sich das alte Bett des Armes von Ajtos, durch welches jenes Stadium angezeigt wird, als der subbalkanische Fluß aufgelöst und vernichtet wurde; die Terrasse von Skenderli entspricht einem älteren und höheren Stande des subbalkanischen Flusses, bevor der letztere vernichtet wurde.

Im O. vor der jungen Wasserscheide von Telalkej beobachtet man zwischen den Dörfern Karasarli und Ajtos die Spuren eines alten Talbodens mit verstreutem Quarzsand und Geröll; die letzteren liegen auf dem Flyschsandstein und Flyschkalk. Es ist derselbe Sand und Schotter wie unterhalb Iriboju. Diese Ablagerung ist stellenweise 1 *m* mächtig.

Das aufgelöste Tal der aptigmatischen Zone des östlichen Balkans, ein Seitenstück zu dem subbalkanischen Tale

Die Tektonik des östlichen Balkans ist anders als die des zentralen und westlichen Balkans. Eine unterbrochene Faltung tritt auf: zwischen kurzen,



zumeist krampfhaften Falten erscheinen breite Zonen horizontaler Schichten, nichtgefaltete Zonen, die ich als aptigmatische Areale bezeichnet habe.

An die aptigmatischen Zonen knüpfen sich nahezu alle Längstäler des östlichen Balkans, also die O—W. streichenden Täler. Das sind tektonische und zugleich die ältesten Täler. Die Quer- oder Durchbruchstäler, von denen die aus krampfhaft gefalteten Flyschgesteinen bestehenden Grate durchbrochen werden, sind in der Regel jünger als die Längstäler und reine Erosionstäler. Die Längstäler und die Flüsse der aptigmatischen Täler müssen während der Faltung des östlichen Balkans, im Oligomiozän, ent-

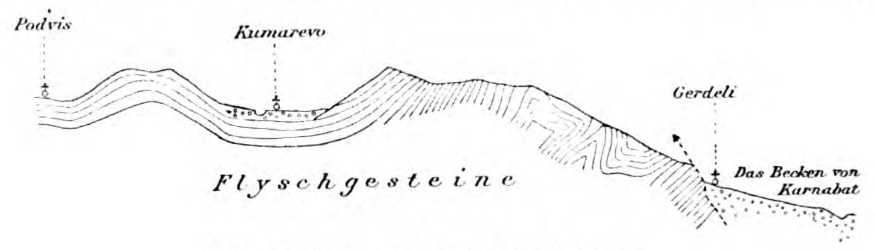


Fig. 18. Aptigmatisches Tal von Kumarevo.

standen sein. Während dieser Vorgänge begann die Bildung des subbalkanischen Talzuges und des subbalkanischen Flusses; die aptigmatischen Täler sind also mit dem subbalkanischen Tale und Flusse gleichzeitig entstanden.

Die an die aptigmatischen Zonen geknüpften Längstäler treten zuerst oberhalb Sliven auf und lassen sich sodann bis an das Schwarze Meer hin verfolgen. Für uns sind hier von Interesse die zwei, die an die südlichsten aptigmatischen Zonen des östlichen Balkans geknüpft erscheinen. Das ist das O—W. streichende Längstal von Komarevo, das gegenwärtig quer

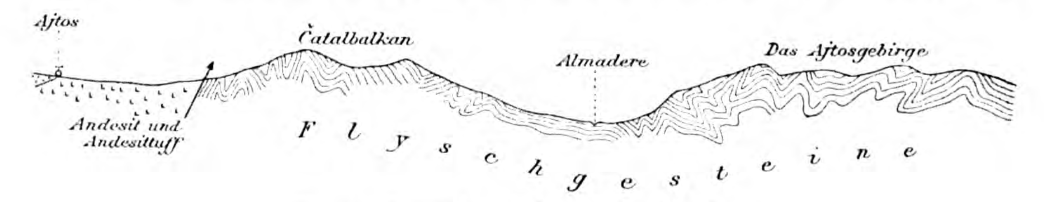


Fig. 19. Das aptigmatische Tal der Almadere.

von N. nach S., von den Quellarmen und Zuflüssen des Azmak durchschnitten wird, sodann das Längstal der Flüßchen Hadžidere und Almadere, das weiter östlich als das erstgenannte liegt.

Beide Längstäler sind an aptigmatische Zonen geknüpft, stellen also alte tektonische Täler dar. In dem des Hadžidere—Almadere ist bis jetzt nicht nur ein tektonisches Längstal erhalten geblieben, sondern auch beide Hauptflüsse fließen in dem Längstale dahin. Hier liegt eine neuere Veränderung vor, die mit unserem Problem in keinem unmittelbaren Zusammenhange steht: das viel kürzere Flüßchen Almadere war das Haupt des Hadžidere, der in das Schwarze Meer mündet, und später entspann sich ein Kampf ums Da-

sein zwischen dem unbedeutenden rechten Zuflusse des Flusses Kamčija und dem Hadžidere. Der erstere behielt die Oberhand und wandte die Quellpartie des Hadžidere auf die Seite der Kamčija hin. Das ist das heutige Flüßchen Almadere. Die Wasserscheide zwischen diesem und dem Hadžidere liegt im Längstale selbst bei dem Dorfe Ulanli.

Ganz anders war das Schicksal des Längstales von Komarevo. Obwohl das aptigmatische Längstal in der Plastik erhalten geblieben ist, so fließt doch gegenwärtig kein Fluß durch dasselbe. Es wird im Gegenteil von N—S. streichenden Tälern durchschnitten, die unzweifelhaft jünger sind als das OW. streichende Längstal.

Von W. angefangen ist zunächst da das scharf eingeschnittene, junge Tal des Flusses Moraš, das durch rückschreitende Erosion nach rückwärts verlängert worden ist und den alten Fluß des Längstales enthauptet hat. Ein Überrest dieses alten Flusses ist der jetzige Sumpffluß Azmak, der aus sumpfigem Boden im W. des Dorfes Novo Selo (Enikej) träge beginnt und in den Sümpfen unterhalb des Dorfes Čerkasli abermals verschwindet, obwohl sich sein Tal in das Tal des echten Azmak fortsetzt. Die Zuflüsse des echten Azmak, die von N. oberhalb des Dorfes Sungulari herkommen, haben sich stärker eingetieft und in der unteren Partie ist ein abgestorbener alter Fluß des Längstales, der heutige Sumpffluß Azmak, übrig geblieben. Unterhalb Sungulari hat sich indessen ein zu dem Längstale querfließender Fluß entwickelt, der sich sodann, dem Moraš gleich, durch den ersten Grat des östlichen Balkans hindurchgebrochen hat. Das ist der echte Azmak. Sein Durchbruchstal ist aber im Gegensatze zu dem des Moraš ein breites und altes Tal. Diese Partie des Azmak steht in grellem Kontraste zu den jungen Partien desselben Tales oberhalb Sungulari, die eng sind und steile Gehänge haben. Weiter ostwärts wird das aptigmatische Längstal von drei jungen Tälern der Zuflüsse des Azmak durchschnitten, die zweifellos infolge rückschreitender Erosion in das aptigmatische Längstal gedrungen sind und seinen Fluß aufgelöst und vernichtet haben. Das sind die Komarevska Reka, der Sejmen und die Seferkejska Reka. Von denselben wurden auch die Zuflüsse des alten Längsflusses erfaßt und nach S. gewendet.

Aus den dargelegten Beobachtungen lassen sich auch die älteren hydrographischen Verhältnisse des Längstales von Kamarevo herstellen. Während der festgestellten tektonischen Vorgänge und nach denselben entwickelten sich in dem aptigmatischen Längstale zwei Flüsse, der eine im W., der andere im O., vereinigten sich und mündeten durch das breite Tal des heutigen Azmak als ein Zufluß in den alten subbalkanischen Fluß. Der Moraš, Sejmen und die Seferkejska Reka waren Abdachungsflüsse und ebenfalls Zuflüsse des großen subbalkanischen Flusses. Ein derartiger hydrographischer Zustand herrschte während der Existenz des subbalkanischen Flusses und die genannten Zuflüsse der Abdachungstäler hatten gewiß auch damals noch ihre Täler beträchtlich nach rückwärts verschoben. Darnach wurde der subbalkanische Fluß aufgelöst und vernichtet und nun begannen die Seitenzuflüsse auch in das Längstal von Komarevo einzudringen und seine



beiden Längsflüsse aufzulösen. Dieser Vorgang setzte sich lebhaft fort, als der Azmak sein Bett bis zur heutigen Tundža fortgesetzt und jenes neue V-förmige Tal eingeschnitten hatte, das auf dem Profile S. 31 dargestellt ist. Auf diese Weise sind aus einem größeren vier kleinere Flüsse entstanden.

Die Zergliederung des alten Flusses von Komarevo in vier neue ist also durch die lebhafte rückschreitende Erosion verursacht worden, die von S., von der Marica her, kommt, also durch den nämlichen Vorgang, durch den auch der große subbalkanische Fluß aufgelöst und sein Tal vernichtet worden ist. Dieser Vorgang einer neubelebten Erosion hat sich also auch nördlich von dem subbalkanischen Tale fühlbar gemacht. Die Auflösung des alten Flusses von Komarevo ist ein Seitenstück zu dem nämlichen Vorgange des subbalkanischen Flusses.

Außer dem Tale von Komarevo wurde auch das Längstal Almadere—Hadžidere erwähnt, das nicht zergliedert worden ist und in dem die Flüsse erhalten geblieben sind. In jener Partie des Bettes des subbalkanischen Flusses, die sich diesem Längstale gegenüber befindet, haben sich keine Zuflüsse zur Tundža oder zum Flußgebiete der Marica hin entwickelt, sondern die Ajtoska Reka, die in einen der Limane von Burgas mündet. Es war

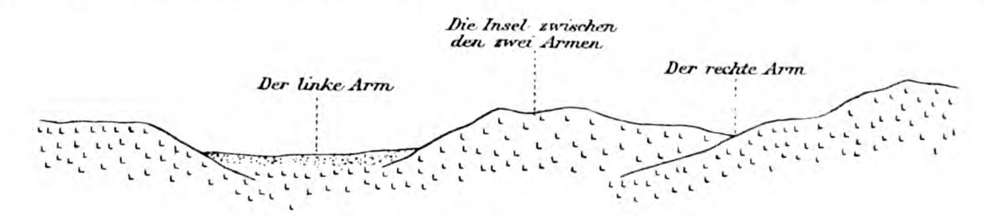


Fig. 20. Profil bei Urumjenikej.

also keine derartig lebhafte rückschreitende Erosion wie jene, die von dem Flußgebiete der Marica ausgeht, so daß das Längstal Almadere—Hadžidere nicht aufgelöst worden ist. Dieses Tal ist also ein negativer Beweis dafür, daß die lebhafteste rückschreitende Erosion dieser Gebiete aus dem Flußgebiete der Marica ihren Anfang genommen hat. Daß aber der rechtsseitige Zufluß der Kamčija den Hadžidere enthauptet hat und daß die Wasserscheide zwischen der Quelle des Sejmen und einem anderen Zuflusse der Kamčija so schmal und niedrig ist, daß sie im Begriffe steht, zu verschwinden: diese beiden Erscheinungen weisen auf einen besonderen Vorgang hin, der sich im Diluvium im Küstenlande des Schwarzen Meeres vollzogen hat und den wir später in Betrachtung ziehen werden.

Spuren des subbalkanischen Tales von Ajtos bis Burgas; die Limane von Burgas

Der Ajtoser Arm des subbalkanischen Flusses schwenkt von Ajtos nach SO. um und gabelt sich an der Andesitplatte oberhalb Urumjenikej in zwei Arme. Der linke ist breiter und besser erhalten und durch ihn

führt die Straße nach Burgas. In dem Talboden des rechten Armes befindet sich das neue tiefe Bett der Ajtoska Reka eingeschnitten. Diese neue, lebhafte Erosion, die sich unterhalb Ajtos auf der Talebene des subbalkanischen Flusses entwickelt hat, steht mit der Flexurbiegung und Wölbung des Geländes im Küstenlande des Schwarzen Meeres in Verbindung. Den linken kleinen Seitenarm des großen Armes von Ajtos will ich als den von Ldža bezeichnen, da er mit dem Liman von Ldža in Zusammenhang steht, den rechten dagegen als den von Vajakej nach dem gleichnamigen Limane.

Zwischen der Andesitplatte von Urumjenikej und der Therme Ldža sind in dem Seitenarme von Ldža mächtige Sand- und Schotterschichten entblößt: unten liegen horizontale Schichten grünlichen Sandes, gleich jenem an der Küste des Golfes von Burgas, oberhalb der neuen Eisenbahnstation; darauf lagert quarzhaltiger, weißlicher Sand und Schotter, dessen Schichten deltaförmig gegen O. geneigt sind; außer der deltaförmigen weisen sie hie und da auch eine durch Wanderung des Stromstriches verursachte unregelmäßige Schichtung auf. Diese Ablagerungen sind jenen bei Iriboju gleich, sie treten also nur in dem Bette des subbalkanischen Flusses auf. Solche Sande und Schotter lassen sich 1—1·5 *km* weit auoh südlich von der Therme Ldža verfolgen.

Sämtliche drei Arme des subbalkanischen Flusses reichen bis zu den Limanen von Burgas.

Der nördliche Liman heißt der Ldža. Er ist etwa 10 *km* lang und hat eine mittlere Breite von 1·5 *km*. An seinem oberen Ende setzt er sich in ein sumpfiges Tal fort, das dem Liman an Breite gleich ist. Durch dieses Tal fließt die kurze und in dem alten Talboden seicht vertiefte Ldža Voda. Der Liman wird vom Meere durch eine niedrige Nehrung getrennt, die etwa 50 *m* breit ist.

Der rechte Seitenarm des Armes von Ajtos geht unmerklich in den mittleren Liman von Burgas über; dieser heißt der von Vajakej, ist ca. 9·5 *km* lang und hat eine mittlere Breite von ca. 2·3 *km*. In diesen Liman mündet die Ajtoska Reka. Der Liman von Vajakej ist vom Meere durch eine ca. 1 *km* breite Sandnehrung getrennt, auf der sich auch kleine wellenförmige Dünen befinden. Der Flugsand der Nehrung ist durch Gräser und gepflanzte Akazien nahezu befestigt und — den schmalen Küstengürtel ausgenommen — nicht beweglich. Südlich von Burgas befindet sich in der Nehrung ein Kanal, durch welchen der Liman mit dem Meere in Verbindung steht.

Der südliche Liman heißt Mandra, ist 11·2 *km* lang und 2 *km* breit. Er hat keine echte Nehrung, sondern besitzt an seiner Mündung einen unterseeischen Damm. Die Nehrung ist hier also noch in Bildung begriffen.

Der Liman und das Meer würden in großer Breite miteinander in Verbindung stehen, wenn nicht ein hoher Steindamm errichtet worden wäre; so ist nur ein ca. 80 *m* breiter Kanal übrig geblieben, der Meer und Liman miteinander verbindet. Der Liman Mandra geht mit seinem oberen Ende in ein breites altes Tal über, das sich bis zu dem Dorfe Karakauzli erstreckt. Das ist der Arm von Karakauzli des subbalkanischen Flusses. Durch diesen



Arm fließen schwache Flüßchen, die sich auf dem alten Talboden entwickelt haben. In einer Entfernung von 2—3 *km* über dem oberen Ende des Limans dringt jedoch von Süden her in dieses Tal das starke Flüßchen Mandra, das durch ein altes, im Diluvium verjüngtes Tal fließt und ein Zufluss des Armes von Karakauzli des subbalkanischen Flusses war. An dem südwestlichen Ufer des Limans Mandra befindet sich eine 5—6 *m* hohe Terrasse, die in das Tal des Mandraflusses hineinreicht.

Sämtliche drei Limane liegen in horizontalen oder schwach geneigten neogenen, hauptsächlich sarmatischen Schichten, sodann in Andesit.

Aus den oben dargelegten Beobachtungen folgt, daß die Limane von Burgas unter das Meeresniveau hinabgetauchte Arme des subbalkanischen Flusses sind. Diese Senkung und Überflutung durch das Meer vollzog sich nach der Auflösung und Vernichtung des subbalkanischen Flusses, also nicht am Anfange des Diluviums, sondern etwas später, wie weiter unten dargelegt werden wird.

III. REKONSTRUKTION DES PLIOZÄNEN UND DILUVIALEN TALBODENS DES SUBBALKANISCHEN FLUSSES; GEFÄLLSSTÖRUNGEN

Wenn alle die höchsten bisher festgestellten Talböden, die sich auf den Talwasserscheiden oder oberhalb der heutigen Täler des subbalkanischen Talzuges befinden, untereinander verbunden werden, so erhält man einen Talboden, der von W. nach O. geneigt ist. Im äußersten W. befindet sich die Terrasse von Klisura von 360 Saschen [1]) absoluter Höhe. Der Schotterboden des alten Tales auf dem Krstac hat eine Höhe von 294·8 Saschen. Die langen Talböden von Atlar-Banja sind 130 Saschen hoch, und der Talboden nördlich von dem verlassenen Tale von Binkos hat ca. 128 Saschen Höhe. Die Terrasse von Skenderli schließlich ist nur 100 Saschen hoch. Weiterhin, von hier bis Burgas, habe ich keine unzweifelhaften Spuren des höchsten Talbodens des subbalkanischen Flusses wahrgenommen. Zwischen der Klisura- und der Skenderliterrasse beträgt der Höhenunterschied 260 Saschen oder 553·8 *m*. Die Entfernung zwischen diesen beiden Punkten beträgt in gerader Linie 220 *km*. Der alte balkanische Fluß muß aber infolge seiner Mäander einen wenigstens um $^1/_3$ längeren Lauf besessen haben, als es die oben genannte gerade Linie ist, also wenigstens etwa 300 *km*. Nach diesen Angaben berechnet, war das Gefälle des subbalkanischen pliozänen Flusses 1·9 *m* auf 1 *km*.

Wenn wir aus den oben angegebenen Talbodenhöhen und Entfernungen das Gefälle der einzelnen Partien des subbalkanischen pliozänen Tales berechnen, so erhalten wir folgende Ergebnisse:

[1]) Nach der russischen Karte (1 : 126 000) von Bulgarien.



Zwischen dem Talboden von Klisura und dem Krstac beträgt die Entfernung (auf die obige Weise bestimmt) 60 *km*, der Höhenunterschied 139 *m*. Das Gefälle beträgt auf 1 *km* 2·3 *m*.

Zwischen dem Krstac und den Talböden der Klamm von Atlar-Banja beträgt die Entfernung 125 *km*, der Höhenunterschied 351 *m*, das Gefälle auf 1 *km* 2·8 *m*.

Zwischen den Talböden der Klamm von Atlar-Banja und dem von Skenderli ist die Entfernung 115 *km*, der Höhenunterschied 64 *m*. Das Gefälle beträgt auf 1 *km* 0·56 *m*.

Der rekonstruierte Boden des pliozänen Flusses weist also eine Neigung von 1·9 *m* auf 1 *km* in der Richtung von W. nach O. auf. Wie jedoch aus dem großen Gefälle des subbalkanischen Flusses zwischen dem Krstac und den Talböden der Klamm von Atlar-Banja sowie aus dem sehr kleinen Gefälle zwischen dieser Klamm und der Skenderliterrasse sichtbar ist, müssen zu Ende des Pliozäns und im Diluvium tektonische Vorgänge eingetreten sein, durch die das normale Gefälle des alten Talbodens gestört wurde. Diese Vorgänge, sowohl die Hebungen als auch die Senkungen, waren jedoch von geringfügigem Betrage.

Im Gegensatze dazu ist der pliozäne Talboden des subbalkanischen Flusses zwischen Skenderli und dem Golfe von Burgas bedeutender gestört. Die Terrasse von Skenderli ist 100 Saschen oder 213 *m* hoch und nach der obigen Berechnung von dem Golfe von Burgas 53 *km* weit entfernt. Das Gefälle beträgt 4 *m* auf 1 *km*, es ist also größer als selbst in der höchsten festgestellten Talpartie zwischen Klisura und dem Krstac. Das hat zweifellos zur Ursache junge tektonische Bewegungen, auf die auch die anderen dargelegten Beobachtungen hinweisen.

Durch Vergleichung der höchsten pliozänen Talböden gelangt man zu noch einem Ergebnisse. Der Boden des alten Tales auf dem Krstac gehört zweifellos zur Reihe der höchsten Talböden, was man auch aus den Höhenangaben, aus seiner relativen Höhe zur Strema und Tundža und schließlich aus dem Alter des Schotters sieht. Während sich aber unter manchen der höchsten Talböden ein niedriger gelegener Talboden befindet (unterhalb des Talbodens von Binkos das Profil eines jüngeren Tales, unterhalb des von Skenderli das Bett des Armes von Ajtos), der den letzten Stand des subbalkanischen Flusses bezeichnet, den Zustand, von dem die Auflösung und Vernichtung begann, ist auf dem Krstac keine Spur eines niedrigeren Talbodens vorhanden. In der oberen Partie des subbalkanischen Flusses wird durch das Niveau des Krstac der letzte Zustand des subbalkanischen Flusses, der Zustand der Auflösung bezeichnet. Der Talboden des Krstac bildet indessen ein Äquivalent zu den höchsten Talböden, nicht zu den niedrigeren, von denen im O. vom Krstac die Auflösung des subbalkanischen Flusses erst begonnen hat. Daraus folgt, daß der Oberlauf des subbalkanischen Flusses früher enthauptet und in das Flußgebiet der Marica hineingezogen worden ist als seine östlich vom Krstac gelegenen Partien. Die Auflösung des subbalkanischen Flusses geschah also nicht überall gleichzeitig: zuerst hat die Strema die Wasserscheide durchbrochen und den Oberlauf dieses Flusses



enthauptet. Nach dem Schotter des Krstac zu urteilen, dürfte das im oberen Pliozän geschehen sein.

Viel schwieriger ist es, das diluviale Tal des subbalkanischen Flusses zu rekonstruieren. Der Versuch einer Rekonstruktion ist also nur vom Krstac nach O. hin möglich. Aber auch für diese ganze Strecke sind keine verläßlichen Stützpunkte vorhanden. Wir wollen nur die unzweifelhaften Spuren jenes Talbodens benützen. Derartige Spuren sind die Talböden von Binkos, Aladagli (Iriboju) und der alte Talboden der Wasserscheide von Telalkej. Das sind solche Partien des alten Tales, über welche kein Fluß fließt; außer einer unbedeutenden Abspülung sind sie also durch keine spätere Erosion zertalt und niedriger gemacht worden.

Die Länge des subbalkanischen Flusses zwischen Binkos und der Wasserscheide von Telalkej betrug etwa 120 *km*, während der Höhenunterschied 20 Saschen oder 43 *m* beträgt. Das Talgefälle wäre in diesem Unterlaufe 0·36 *m* auf 1 *km*. Infolge tektonischer Bewegungen ist aber das Höhenverhältnis zwischen dem Bette bei Binkos und Telalkej gestört worden. Die Spuren des diluvialen Bettes des subbalkanischen Flusses in dem Becken von Sliven liegen 10 Saschen tiefer als bei Telalkej und 30 Saschen tiefer als bei Karakauzli. Im Diluvium dürfte sich also der Boden des Beckens von Sliven hinabgesenkt haben. Das Bett des subbalkanischen Flusses ist jedoch zwischen dem Becken von Sliven und dem Golfe von Burgas unzweifelhaft gehoben und der Scheitel dieser Wölbung fällt mit den sekundären Wasserscheiden bei Telalkej und Karakauzli zusammen. Das folgt aus dem Gefälle, welches das Bett des subbalkanischen Flusses zwischen Telalkej und Burgas aufweist.

Die Entfernung von der Wasserscheide von Telalkej bis zu dem Golfe von Burgas beträgt 53 *km*, der Höhenunterschied 80 Saschen oder 179 *m*. Auf 1 *km* würde die deltaförmige Partie des subbalkanischen Flusses ein Gefälle von 3·2 *m* haben. Das ist nicht möglich. Überdies folgt, daß das Gefälle der deltaförmigen Partie bedeutend größer war als in der oberen Partie, von Telalkej bis Binkos. Die spätdiluviale tektonische Störung ist also sicher.

Oberpliozäne und diluviale tektonische Bewegungen; flexurartige Wölbung der Landoberfläche zwischen dem Becken von Sliven und dem Golfe von Burgas; Alter der Limane von Burgas

Aus den mitgeteilten Angaben über das Gefälle erhellt, daß der Talboden sowohl des oberpliozänen als auch des altdiluvialen subbalkanischen Flusses nach O. hin geneigt, daß der Fluß also in dieser Richtung geflossen ist. Die allgemeine Gefällsrichtung wurde durch die oberpliozänen und diluvialen tektonischen Vorgänge nicht so sehr gestört, daß sie nicht auch heute noch deutlich zu erkennen wäre. Durch diese Vorgänge wurden jedoch einzelne Partien des Bodens des subbalkanischen Tales gestört, wes-



halb das Gefälle zwischen seinen einzelnen Partien nicht normal ist. Diese Vorgänge sind:

Die Hebung des Balkans längs der subbalkanischen Verwerfung, die wir von dem Becken von Sofia bis Aladagli verfolgt haben;

die Senkung des Bodens der subbalkanischen Becken, des von Karlovo, des Tulovsko Polje oder des Beckens von Kazanluk und des Beckens von Sliven;

und schließlich die flexurartige Biegung der Landoberfläche zwischen dem Becken von Sliven und dem Golfe von Burgas.

Die beiden ersten Vorgänge sind schon dargelegt worden. Der dritte Vorgang ist von besonderer Art und durch ihn wird eine neue Form festgestellt, die die Landoberfläche erhalten hat. Ich habe dieselbe aus mehreren Beobachtungen abgeleitet, wobei als Ausgangspunkt folgendes diente:

Es steht fest, daß die oberpliozäne Terrasse von Skenderli gehoben wurde und daß deshalb von dem Dorfe Skenderli bis Burgas das Talgefälle

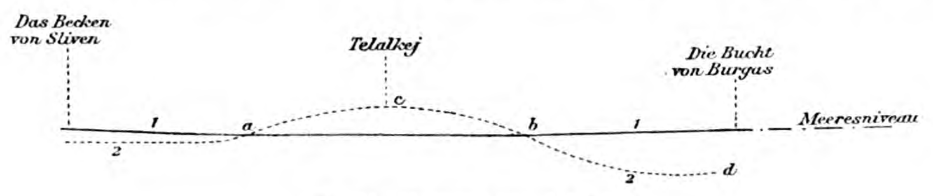


Fig. 21. Wölbung von Telalkej.

des subbalkanischen Flusses ausnahmsweise groß ist. Das verlassene Bett des diluvialen subbalkanischen Flusses zwischen dem Becken von Sliven und Burgas ist gehoben und gewölbt. Es ist im Becken von Sliven 70 Saschen hoch, bei Telalkej erreicht es eine Höhe von 80, bei Karakauzli eine solche von 110 Saschen, wonach es zu dem Golfe von Burgas steil abfällt. Die Landoberfläche ist also in der Weise gehoben worden, daß sich um Telalkej und Karakauzli eine Wölbung befindet. Die Küstenpartien des subbalkanischen Tales sind unter das Meeresniveau hinabgesunken und in Limane umgewandelt. Indem andere Voraussetzungen als unmöglich ausgeschlossen werden müssen, lassen sich die oben genannten Erscheinungen folgenderweise erklären:

Um Telalkej und Karakauzli hat sich die Landoberfläche wölbungsartig gehoben. Daher treten bei den genannten Ortschaften neue Wasserscheiden im Bette des subbalkanischen Flusses auf. In der Richtung zum Becken von Sliven hin ist die Senkung unbedeutend, während sie zu dem Golfe von Burgas hin stark ist und die Form einer Flexur hat. Wie aus der Skizze oben zu sehen ist, lassen sich durch diese Störung sämtliche oben dargelegten Erscheinungen erklären: die Entstehung der Limane von Burgas, die Wölbung des Bettes des subbalkanischen Flusses, die sekundären Wasserscheiden, sowie auch das tiefgelegene Bett des subbalkanischen Flusses im Becken von Sliven. Durch die flexurartige Wölbung lassen sich auch viele andere Erscheinungen



erklären, die man in den unteren Partien des subbalkanischen Tales und im bulgarischen Küstenlande des Schwarzen Meeres beobachtet.

Es wurde erwähnt, daß sich in dem Bette der Ajtoska Reka bei Urumjenikej eine junge lebhafte Erosion feststellen läßt. An der entgegengesetzten Seite der Wasserscheide von Telalkej hat sich der Azmak unterhalb Aladagli in dem Bette des subbalkanischen Flusses ein neues, tiefes, V-förmiges Tal eingetieft. Von den erwähnten Stellen abwärts fließen beide Flüsse träge dahin, ohne irgendwelche Anzeichen einer lebhafteren Erosion. Sämtliche Flüsse und Flußpartien, die sich auf der gewölbten Fläche befinden, müssen Spuren einer lebhaften Erosion zeigen; unterhalb derselben wird die Erosion schwach oder hört gänzlich auf. Das ist der Fall nicht nur mit den beiden oben genannten, sondern auch mit vielen anderen Flüssen dieses Küstenlandes.

Es scheint, daß sich jener junge tektonische Vorgang über das ganze bulgarische Küstenland des Schwarzen Meeres, sodann auch über die Dobrudscha und die Donaumündung ausgedehnt hat. Wenn man eine flexurartige Wölbung der Fläche voraussetzt, so erklärt man dadurch viele Senkungs- und Hebungserscheinungen, welche die bulgarisch-rumänische Küste des Schwarzen Meeres begleiten.

Längs dieser Küste sind die unteren Partien sämtlicher Flußtäler entweder in Limane umgewandelt oder sie sind unverhältnismäßig breite, sumpfige Täler. Außer den Limanen von Burgas befindet sich da der Liman Devna bei Varna, nämlich die vom Meere überflutete untere Partie des Flußtales der Provadija. Sämtliche von der Strandža kommenden Zuflüsse, die in das Schwarze Meer münden, haben an ihrer Mündung breite, sumpfige Talstrecken. Derartig sind weiter im östlichen Balkan die Kamčija und der Hadžidere. Das sind untergetauchte oder gesenkte Talpartien. Je nachdem die Senkung schwächer oder stärker war, sind die Flußtäler entweder breit und sumpfig oder stellen Limane dar.

Oberhalb der unteren, gesunkenen Talpartien befindet sich bei *b* eine Knickung, die in der Plastik sämtlicher Täler sichtbar ist. Von ihr aufwärts begann eine lebhafte und junge diluviale Erosion. Durch diese Erosion sind auf der Karatmadža und den bulgarischen Partien der Strandža neue, bis 180 *m* tiefe Täler geschaffen worden; hie und da sind Partien des alten Talbodens hoch oben als Wasserscheiden zurückgeblieben. Ebenso und infolge derselben Ursachen sind in dem Flußgebiete der Kamčija seit dem Diluvium große Veränderungen eingetreten. Es wurde erwähnt, daß einer von den rechtsseitigen Zuflüssen derselben den Fluß Hadžidere enthauptet hat und daß ein anderer in das Flußgebiet des Azmak nahezu eingedrungen ist. Die stark gewundenen Arme ihrer Täler bestehen aus Längspartien, die sich hauptsächlich in den aptigmatischen Zonen befinden, und aus Durchbruchstälern, die jung und meist infolge des erwähnten jungen tektonischen Vorganges entstanden sind. Auch die Erosionserscheinungen im Tale der Provadija, im Hintergrunde des Limans Devna, sind von derselben Art. Schon bei dem Städtchen Provadija ist in dem alten Tale ein neues kañonförmiges Tal eingetieft.



In der westlichen, also oberen Partie des Limans Devna befinden sich Limanterrassen von 10—12 *m* Höhe über dem heutigen Niveau. Ich erwähnte bereits oben die niedrige Limanterrasse an der südwestlichen Küste des Mandralimans. Diese jungen Terrassen befinden sich dicht oberhalb des Punktes *b* der Skizze S. 43 und können durch Hebung erklärt werden.

Ich habe keine Erscheinung oder Eigenschaft des bulgarischen Küstenlandes des Schwarzen Meeres gefunden, die mit dieser Hypothese nicht in Übereinstimmung wäre.

Wann hat sich die flexurförmige Wölbung der Landoberfläche zwischen dem Becken von Sliven und dem Golfe von Burgas vollzogen? Wenn man dies feststellt, würde man auch das Alter der flexurförmigen Wölbung längs des ganzen bulgarischen Küstenlandes des Schwarzen Meeres sowie auch das Alter der Limane von Burgas bestimmt haben.

Es ist wahrscheinlich, daß die flexurförmige Wölbung vor der Auflösung und Vernichtung des subbalkanischen Flusses begonnen hat, es ist aber nicht zu bezweifeln, daß sie sich nach der Vernichtung des subbalkanischen Flusses nicht nur fortgesetzt hat, sondern daß eben in diesem Zeitraume der Vorgang der flexurartigen Wölbung am intensivsten war. Daß er sich nach der Auflösung fortgesetzt hat, sieht man daraus, daß das Bett und das Talgefälle des schon vernichteten subbalkanischen Flusses gestört wurden. Es ist zwischen Sliven und Burgas gehoben und gewölbt und auf dieser Strecke ist jenes große Gefälle vorhanden. Die intensivste Störung muß nach der Vernichtung des subbalkanischen Flusses stattgefunden haben, da sich dieser sonst in die sich hebende Oberfläche kañonförmig eingetieft hätte.

Durch die dargelegten Beobachtungen im Arme von Ajtos, insbesondere durch die Auffindung von *Elephas meridionalis* steht es fest, daß der subbalkanische Fluß am Anfange des Diluviums aufgelöst und vernichtet wurde. Die flexurförmige Hebung muß sich also nach dem ältesten Diluvium vollzogen haben.

Damit stimmen auch die Beobachtungen in der Karatmadža überein. Hier wurde eine Hebung festgestellt, die jünger ist als der oberpliozäne und altdiluviale Schotter, der die alte gehobene Erosionsfläche bedeckt.

Daraus folgt, daß die unteren Partien des subbalkanischen Tales gleich nach dem ältesten Diluvium unter das Meer getaucht und in die Limane von Burgas umgewandelt worden sind. Dasselbe Alter hat auch der Liman Devna bei Varna. Von demselben Alter und auf dieselbe Weise entstanden ist auch das heutige Donaudelta.

Die russischen Limane scheinen auf dieselbe Weise wie die bulgarischen entstanden und mit diesen desselben Alters zu sein.

IV. ENTWICKLUNGSGESCHICHTE DES MARICATALES

Die Auflösung und Vernichtung des subbalkanischen Tales wurde durch die rückschreitende Erosion hervorgerufen, die vom Maricatale ausging. Es



ist also notwendig eine kurze Übersicht der Entwicklungsgeschichte der Marica darzulegen.

Tektonische Vorgänge

Außer den kristallinischen Schiefern sind in der Strandža auch die mesozoischen Schichten gefaltet, höchst wahrscheinlich auch der Senonsandstein bei Inijada. Über die kristallinischen Schiefer greifen am südlichen und südöstlichen Rande der Strandža horizontale paläogene Schichten. In diesen sind allerdings keine Störungen festgestellt worden. Sie dürften jedoch von Verwerfungen durchschnitten sein, da ich in dem Paläogen von Konstantinopel Verwerfungen wahrgenommen habe und da die paläogenen Schichten um Bodoma (bei Dedeagač), sodann auch um Haskovo gestört sind. Die paläogenen Schichten der Strandža sind aber nicht gefaltet. Die letzte Faltung hatte wahrscheinlich zu Ende der Kreide stattgefunden; im Paläogen war der Faltungsvorgang bereits erloschen. Tektonisch steht also die Strandža im Gegensatze zum Balkan, wo noch im Oligoneogen eine intensive Faltung stattfand; dagegen ist sie ähnlich der Gebirgsgruppe der Srednja Gora, des Sakar und des Sv. Ilinski Hrid. Auf dem Paläogen oder auf den kristallinischen Schiefern der Strandža lagern horizontale sarmatische, mäotische und pontische Schichten.

Mit diesen geologischen und tektonischen Verhältnissen stimmen diejenigen im Becken von Philippopel und in seiner Umgebung überein. Auf den kristallinischen Schiefern der Rhodope, des Sakar und der Srednja Gora lagern stellenweise horizontale paläogene Schichten und es sind die Priabona- und Castellgombertoschichten der Umgebung von Haskovo stark gestört. Auf ihnen oder auf den kristallinischen Schiefern liegen pontische oder vielleicht noch jüngere Süßwasserschichten, die stets horizontal sind.

Die Geschichte der geologischen Entwicklung der südöstlichen Umrahmung des thrazischen Beckens, der Gebirge Kurudagh und Tekfurdagh, war einigermaßen anders. In diesen kommen keine älteren als paläogene Gesteine vor, auf denen Ablagerungen der noch nicht sicher festgestellten zweiten Mediterranstufe, sodann Süßwasser- und brackische und hierauf marine sarmatische Schichten lagern; bei Kešan erscheinen pontische Schichten. Zwischen der zweiten mediterranen und der sarmatischen Zeit vollzog sich eine schwache Faltung: es entstand eine große, sanfte, NO—SW. streichende Falte, die Falte des Sv. Ilija. Diese Faltung scheint sich nach NO. fortgesetzt und die Devonschichten in der südöstlichen Partie des Bosporus ergriffen zu haben, da ich hier die Streichung NO—SW. festgestellt habe.

Th. English (Geological Sketchmap of the Sea of Marmara and Golf of Xeros. The Quarterly Journal 1902) hat im O. des Tekfurdagh eine Verwerfung festgestellt, die die eozänen Schichten von den pliozänen Sanden und Naphthatonen trennt; letztere sind gestört, stellenweise senkrecht. Die Verwerfung und Störung der pliozänen Schichten erfolgte also im Diluvium. Die Verwerfung setzt sich bis zur Meeresküste bei Ganos fort; von hier an tritt



im Marmarameer eine kanalförmige Senkung auf, die 530 Faden Tiefe hat, während außerhalb derselben selbst Tiefen von 50 Faden selten sind.

Sowohl das Becken von Philippopel, als auch das von Thrazien (von Adrianopel) sind sehr alt. Innerhalb derselben und an ihren Rändern sind paläogene Schichten abgelagert; sodann haben sich nach einer kleineren oder größeren Unterbrechung die sarmatischen und andere neogene Schichten des thrazischen und die pontischen Schichten des Beckens von Philippopel abgelagert. Die Hauptzüge beider Becken scheinen also während der kretazischen tektonischen Bewegungen vorgezeichnet worden zu sein. In der langen Zwischenzeit, zwischen der Ablagerung der paläogenen Schichten einerseits und der sarmatischen, respektive pontischen andererseits, hat sich jedenfalls in diesem großen Festlandsgebiete ein Fluß gebildet, entweder ein gemeinsamer für beide Becken oder für jedes einzelne ein besonderer. Das ist wahrscheinlich, läßt sich aber durch keine Beobachtungen beweisen. Sodann ist in das thrazische Becken das sarmatische Meer eingedrungen, worauf sowohl dieses Becken als auch das von Philippopel pontische Seen waren. Nach Abfluß dieser Seen bildete sich zu Ende des oberen Pliozäns und im Diluvium das heutige Tal der Marica und die Täler in ihrem Flußgebiete.

Bildung und Zertalung der alten Rumpffläche

Die größere nordwestliche Partie der Strandža scheint nach der kretazischen Faltung Festland und vom Meere nicht überflutet gewesen zu sein. Sie dürfte also einer langdauernden subärischen Denudation ausgesetzt gewesen sein. Im Gegensatze zu dieser war die südöstliche Partie des Gebirges vom eozänen Meere überflutet und ihre niedrigeren Teile gerieten zeitweilig auch unter die Gewässer des sarmatisch-mäotischen Beckens. Durch eine spätere eingehende Forschung wird es vielleicht möglich sein, auch eine vorsarmatische Rumpffläche auszuscheiden. Jetzt scheint es, daß die Strandža, der Sakar, der Kuru- und Tekfurdagh eine Rumpffläche darstellen, die postsarmatischen Alters sein dürfte. Sie schneidet sarmatisch-mäotische Schichten ebenso ab wie kristallinische Schiefer und eozäne Schichten. Die Rumpffläche des Kuru- und Tekfurdagh hat sich zweifellos zwischen der Faltung im mittleren Miozän und den pleistozänen tektonischen Bewegungen gebildet. Die Fläche wurde im Pleistozän längs der Brüche gehoben, aufgewölbt, stellenweise wellenartig gebogen und deshalb tief zertalt.

Das polygenetische Tal der Marica

Die Marica hat sich als Tal und Fluß von der heutigen Gestalt erst im oberen Pliozän gebildet. Ihr Tal ist gegenwärtig ein polygenetisches Flußtal, das aus zwei Klammen, zwei sehr großen Senkungsfeldern und dem subbalkanischen Talzuge zusammengesetzt ist.

1. Die obere Partie der Marica von der Quelle bis zum Becken von Philippopel oder die Momina Klisura ist durch eine sanfte Senkung



der alten Fläche veranlagt worden. In dieser Fläche hat sich die Marica im Oberpliozän und Diluvium ein etwa 90—100 *m* tiefes Tal, die Klamm der Momina Klisura, mit zwei Schotterterrassen und einem verjüngten Bette eingetieft.

2. Das Becken von Philippopel, das in der pontischen Epoche ein See war. Dieser See stand in der Umgebung der Klamm von Trnovo-Harmanli mit dem thrazischen, pontischen Becken in Verbindung. Nach dem Abfluß des Sees ist der Fluß der Klamm Momina Klisura in das Becken von Philippopel gedrungen, hat das epigenetische Tal zwischen den Syenitkegeln von Philippopel und den südlichen Gehängen der Rhodope geschaffen und sich im Becken hin und her verschoben, bis er sich sein heutiges Bett dauernd angeeignet hat; dadurch hat er den größten Teil der Seeablagerungen ausgewaschen. Sie sind von der Erosion am besten in der Umgebung von Haskovo verschont geblieben.

3. Die Klamm von Trnovo-Harmanli läßt sich als ein altes Tal betrachten, weil durch sie der See von Philippopel in den thrakischen See mündete. Nach der Trockenlegung des thrazischen pontischen Beckens mußte sich dieser Abfluß rasch vertiefen und so entstand eine Klamm, die in das alte breite Bett eingeschnitten ist.

4. Das thrazische Becken oder das Becken von Adrianopel hat eine komplizierte Entwicklungsgeschichte, die dargelegt wurde. Es ist von Interesse, daß die Marica von Adrianopel bis zum Ägäischen Meere die Richtung der Tundža annimmt, also nahezu N—S fließt. Die oberhalb von Adrianopel gelegene west—östliche Richtung der Marica setzt sich in ihrem Zuflusse Ergene fort. Dies ist um so wichtiger, als hinter dem Tale des Ergene zwei breite Limane, Bujuk und Kučuk-Čekmedže, auftreten, in deren Hintergrunde sich unbedeutende Flüsse befinden. Es drängt sich eine Frage auf, die eine zukünftige eingehende Forschung lösen kann: Ist die Marica einst nach O. geflossen und sind die genannten Limane nicht ihre ältesten Mündungen?

5. Der subbalkanische Talzug war das Tal des pliozänen subbalkanischen Flusses. Die Zuflüsse der Marica, die an den südlichen Gehängen der Srednja Gora begannen, haben infolge der lebhaften rückschreitenden Erosion die Wasserscheide durchbrochen und dieses Tal in das Flußgebiet der Marica hineingezogen. Dies geschah während des oberen Pliozäns und zu Anfang des Diluviums. Plastisch ist dieser Talzug von dem Flußgebiete der Marica nahezu unabhängig und verhält sich zu diesem als ein fremdes Glied; man sieht klar, daß er einen späteren Anhang darstellt.

Infolge der rückschreitenden Erosion sind zweifellos auch die aus der Rhodope kommenden Zuflüsse der Marica nach rückwärts verlängert worden, die sich südlich von dem Becken von Philippopel und westlich von dem thrazischen Becken befinden. Hier müssen auch Piraterien vorgekommen sein. Auf der Karte sieht man nur junge Klammen des Derindere, die Kričma und den Jelmedere (im S. des Beckens von Philippopel), über denen sich hohe Talböden befinden.

V. URSACHEN DER RÜCKSCHREITENDEN EROSION

Zwei Arten von Ursachen haben zu Ende des Pliozäns und am Anfange des Diluviums eine starke Erosion im Flußgebiete der Marica und in den benachbarten Gebieten hervorgerufen. Einerseits sind es die ägäischen tektonischen Vorgänge und das Abfließen der pontischen Seen des Beckens von Philippopel und des thrazischen Beckens, die mit den ersteren Vorgängen im Zusammenhange stehen. Andererseits sind es mannigfaltige Störungen der alten Erosionsfläche. Die letzteren Vorgänge ereigneten sich gleichzeitig mit der ägäischen Senkung, so daß zwischen der Bildung der ägäischen Geosynklinale und der Hebung einzelner Partien des balkanischen Festlandes ein ursächlicher Zusammenhang zu bestehen scheint.

Abfließen der Seen und die ägäische Senkung

Die pliozänen Seen von Philippopel und Adrianopel waren die ersten unteren Erosionsbasen der heutigen oberen Marica und ihrer Zuflüsse. Zu Ende des Pliozäns flossen diese Seen ab. Damit wurde die Erosionsbasis der genannten Flüsse hinabgesenkt und von ihr angefangen mußte sich eine intensive rückschreitende Erosion entwickeln, durch welche die Täler der Zuflüsse der Marica nach rückwärts verlängert wurden. Vorzugsweise infolge dessen haben die nördlichen Zuflüsse des Sees von Philippopel und des thrazischen Sees die Wasserscheide der Srednja Gora durchbrochen und den subbalkanischen Fluß aufgelöst und vernichtet. Dieser Vorgang spielte sich an manchen Stellen rascher, an anderen langsamer ab, je nach den Hindernissen, die die Flüsse zu besiegen hatten, so daß die Strema die Wasserscheide früher durchbrechen konnte als die Tundža.

Die rückschreitende Erosion muß zuerst in der Klamm von Trnovo-Harmanli begonnen haben, worauf sie sich später auch auf die Momina Klisura fortgepflanzt hat; daher zeigt sich die erstere Klamm reifer als die letztere. Die beiden Schotterterrassen der Momina Klisura, die auf eine abwechselnde Erosion und Akkumulation hinweisen, sind fluvioglazialen Ursprungs und stehen mit den Vergletscherungen der Rila und Belmeken (Rhodope) im Zusammenhange. Diese Abwechslung von Erosion und Akkumulation, die durch glaziale Klimaschwankungen hervorgebracht wurde, spielt sich als eine Nebenerscheinung in dem großen Erosionsvorgange ab, der durch tektonische Ursachen eingeleitet wurde.

Das Abfließen der beiden genannten Seen ist aber nur eine Folge der tektonischen Vorgänge in der Ägäis, die die wirkliche und letzte Ursache der rückschreitenden Erosion in dem Flußgebiete der Marica darstellen. Außerdem hat die ägäische Senkung zur Entwicklung der rückschreitenden Erosion in dem Flußgebiete der Marica auch unmittelbar beigetragen.

Es ist bekannt, daß erst zu Ende des Pliozäns und am Anfange des Diluviums das mediterrane Meer in das nördliche ägäische Becken eingedrungen



ist, das bis dahin ein Festland mit zahlreichen Seen darstellte. Über dieses Festland flossen vorher die Flüsse der zentralen und südlichen Partien der Balkanhalbinsel zum mediterranen Meere hin. Bei der Entstehung des großen nordägäischen Beckens sank das Meeresniveau oder die untere Erosionsbasis der Flüsse vielleicht gar nicht oder nur ganz unbedeutend. Es ist nämlich nicht anzunehmen, daß sich infolge der Entstehung des ägäischen Beckens, dessen Volumen im Vergleich zu dem der Weltmeere verschwindend klein ist, auch das Niveau der Meere im allgemeinen gesenkt haben müsse, da sämtliche Meere untereinander in Verbindung stehen und ja in das Ägäische Meer zur Herstellung des Gleichgewichtes das Wasser der Weltmeere eindrang. Weiter ist bis jetzt nicht festgestellt worden, daß sich infolge der Entstehung des ägäischen Beckens das Niveau des Meeres gesenkt hätte. Die Entstehung des nördlichen Ägäischen Meeres hat also auf die Erosion der Flüsse nicht dadurch gewirkt, daß sich ihre untere Erosionsbasis gesenkt hätte. Infolge der Entstehung des Ägäischen Meeres wurde jedoch die untere Erosionsbasis der Flüsse dem balkanischen Festlande nähergerückt, so daß dadurch für die fließenden Gewässer die Entfernung zwischen der Wasserscheide und der unteren Erosionsbasis vermindert wurde und diese auf einer kürzeren Entfernung dasselbe Gefälle zu besiegen hatten. Daher hat sich infolge der Entstehung des Ägäischen Meeres eine rückschreitende Erosion in der Marica und in allen jenen Balkanflüssen entwickeln müssen, die zu Zuflüssen des Ägäischen Meeres geworden sind.

Dislozierung der alten Rumpffläche

Eine Reihe von Beobachtungen deutet auf pleistozäne Hebungen, Wölbungen und faltenartige Bewegungen der pliozänen Rumpffläche und auf negative Verschiebung der Strandlinien des Ägäischen Meeres hin. Durch beide Vorgänge wurde die Flußerosion stark belebt.

1. Über die pleistozänen und rezenten Strandverschiebungen sind folgende Beobachtungen gemacht worden:

Im Hintergrunde des Golfes von Orfano fand ich im Becken von Serres, einige Kilometer vom heutigen Meeresufer entfernt, marine Sande und Tone mit *Murex brandarius, Murex trunculus, Cardium edule* und *Turritella communis*, die wenigstens 40 *m* hoch über dem Niveau des Ägäischen Meeres liegen.[1]) — Oberhalb Kavala beobachtet man etwa 70—80 *m* über dem Meeresniveau eine Uferterrasse in kristallinischen Gesteinen, sie ist nackt, ohne marine Ablagerungen. — Th. English[2]) hat an zahlreichen Stellen der europäischen Küste des Marmarameeres und der Dardanellen marine Ablagerungen mit mediterranen Muscheln festgestellt, und zwar von 405 Fuß (bei Hora) bis 10 Fuß über dem heutigen Meeresniveau. Čichačev hat diluviale und rezente

[1]) Grundlinien der Geographie und Geologie von Mazedonien und Altserbien. Ergänzungsheft 162 zu Petermanns «Mitteilungen» 1908, S. 343.

[2]) Eocene and Later Formations surrounding the Dardanelles. The Quart. Journ. of the geol. Soc. London 1904. S. 243.



marine Ablagerungen an der Nordküste von Kleinasien bei Samson, dann zwischen Kilia und dem Liman Terkos beobachtet.[1]) F. Toula stellte in den Dardanellen in einer Höhe von 15 *m* über dem Seeniveau rezente marine Ablagerungen und Mollusken fest. Bekanntlich hat ebenso M. Neumayr[2]) in den Dardanellen rezente marine Ablagerungen gefunden, die 7 *m* hoch über dem Marmarameere liegen. Oben wurde die 10—12 *m* hohe Uferterrasse am westlichen Ende des Devnalimans sowie die niedrige Terrasse im Hintergrunde des Mandralimans erwähnt.

Diese Strandlinien sollten einheitlich und systematisch erforscht und in einen Zusammenhang miteinander gebracht werden. Aus denselben läßt sich jetzt mit Sicherheit nur eine starke rückschreitende Flußerosion ableiten. Ob jene Strandlinien aber aus der Landhebung oder aus der Senkung des Meeresniveaus hervorgegangen sind, läßt sich nicht bestimmt feststellen. Das erstere scheint wahrscheinlicher zu sein, insbesondere weisen darauf die Dislozierungen der pliozänen Rumpffläche hin.

2. Aus der bisherigen Darlegung geht hervor, daß die alten Rumpfflächen zwischen dem Ägäischen Meere und dem Balkan verschiedenartig und ungleichmäßig gehoben, aufgewölbt und faltenartig disloziert wurden. Die Dislozierungen fanden vorzugsweise am Ende des Pliozäns und im Pleistozän statt, also synchronisch mit der Senkung des ägäischen Beckens und mit der Bildung der Strandlinien, die eine negative Verschiebung bezeichnen.

Zu ihnen gehört die flexurartige Biegung und Wölbung der Landoberfläche im Küstenlande des Schwarzen Meeres, insbesondere zwischen dem Becken von Sliven und dem Golfe von Burgas. Durch diesen Vorgang sind die Talböden und Terrassen von Telalkej und Skenderli gehoben und so das Gefälle des subbalkanischen Tales gestört worden; überdies sind dadurch die Limane von Burgas und das Becken von Sliven flexurartig gesunken.

Durch einen Wölbungsvorgang wurde die pliozäne Rumpffläche der Karatmadža (die nördliche Partie des Strandžagebirges) gehoben; die alten Talböden mit mächtigen Ablagerungen des oberpliozänen und altdiluvialen Flußschotters bilden jetzt die Wasserscheiden zwischen stark eingetieften Flußtälern, die zahlreiche Mäander zeigen; die letzteren sind geerbte Mäander.

Am stärksten wurde jene Rumpffläche gehoben und schiefgestellt, welche heute die Südgehänge des Balkans bildet. Jener Teil dieser Rumpffläche, der heute die Oberfläche der Srednja Gora darstellt, ist dabei unbedeutend gehoben und zum Balkan hin geneigt. Die ungleichmäßige Hebung dieser Rumpffläche im Balkan und in der Srednja Gora wurde aus verschiedenen Höhen einer und derselben Terrasse abgeleitet. Die Rumpffläche des jung gefalteten Balkans zeigt weiter gegen N. eine wellenförmige oder faltenartige Störung.

3. Vorzugsweise mit der Landhebung müssen mächtige und ausgedehnte Schotterablagerungen des ägäischen Küstenlandes in Zusammenhang ge-

---

[1]) Mémoire sur les dépôts tertiaires de la Cilicie et de la Capadoce; Bull. de Soc. Bull. de Soc. géol. de France, Tome XI, Ser, 2, S. 366.

[2]) Die jungen Ablagerungen am Hellespont. Denkschr. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien, Bd. XI.



bracht werden. In dem ägäischen Küstenlande erstrecken sich vom Olymp bis zur Strandža mächtige Sand- und Schotterschichten und Konglomerate pleistozänen Alters. Unter dem Olymp sind sie bis 300 *m* mächtig und bedecken einen Flächenraum von 130 km^2. Sehr ausgedehnt und mächtig sind die Schottermassen längs des westlichen Randes der Kampania von Saloniki, dann in den Becken von Serres und Drama. Von der Mündung der Mesta gegen O. dehnt sich durch das thrazische Küstenland eine etwa 70 *km* lange Zone von fluviatilen Schottern und Sanden.

In der Strandža und im thrazischen Becken wurden Sand und Schotter von oberpliozänem und diluvialem Alter in verschiedenen Lagen festgestellt. Auf der Karatmadža liegen Sand und Schotter auf der gehobenen alten Erosionsfläche etwa 190 *m* hoch über den heutigen Flußbetten. In ähnlicher Lage befindet sich auch der Schotter des Belgrader Waldes der Umgebung von Konstantinopel. In dem Becken des Ergene sind bis zu einer Höhe von 180 *m* riesige Ablagerungen von grobem Schotter und Sand angehäuft.

Auf dem Tekfurdagh und in dem ganzen Gebiete des südöstlichen Thraziens hat English bis zu einer Höhe von 1000 Fuß mächtige rote Tone mit «*scratched and striated sandstone-boulders*» festgestellt. Bei Boztepe, südwestlich von Kešan, ist durch diese Schotter und Tone nach Kohle gebohrt und nach 170 Fuß die Unterlage des Tones noch nicht gefunden worden. Sonst aber hat English an anderen Stellen die größte Mächtigkeit der Tone im Betrage von 100 Fuß festgestellt. In ihnen kommen *Pupa*, *Clausilia* und *Cyclostoma* vor. Die Tone mit den eckigen, facettierten Geschieben füllen die Täler aus und die Flüsse haben sich in denselben jüngere Bette eingetieft. Th. English hat die Gerölle zuerst als glaziale Gebilde erklärt (The Quart. Journ. 1902); sodann hat er vorausgesetzt, daß in der glazialen Epoche die Küste des Marmarameeres zuerst 1000 Fuß tief untergetaucht sei und sich darauf wieder gehoben habe, und durch den Einfluß des Küsteneises seien die geschilderten Geschiebe geschrammt und facettiert worden (The Quart. Journ. 1904). Es scheint, daß die Erklärungsversuche von Th. English nicht die richtigen sind. Diese Gebiete zeigen keine eiszeitlichen Spuren. Man kann nicht allein auf Grund der facettierten Gerölle auf Senkungen und Hebungen von 1000 Fuß schließen. Vielleicht gehören sie zu demselben Schotter, der im Belgrader Walde bei Konstantinopel und auf der Karatmadža festgestellt ist.

Die großen Schotterablagerungen des ägäischen Küstenlandes vom Olympos bis zur Strandža stellen außergewöhnliche Akkumulationserscheinungen dar. Sie lassen sich nicht allein durch die lebhafte Flußerosion erklären, die infolge der Entstehung des nordägäischen Meeres hervorgerufen wurde, weil solche Schotterablagerungen in anderen Gebieten des ägäischen Küstenlandes vollständig fehlen. Es ist zweifellos, daß sie ebenso auf pleistozäne Hebungen hinweisen, wie das für den Olympos nachgewiesen wurde.[1])

[1]) J. Cvijić, Beobachtungen über die Eiszeit auf der Balkanhalbinsel, in den Südkarpathen und auf dem Bithynischen Olymp. Zeitschrift für Gletscherkunde III 1908.



Diese regional verschiedenartigen tektonischen Bewegungen sind eine zweite Ursache, durch welche die rückschreitende Erosion im Flußgebiete der Marica insbesondere regional stärker geworden ist.

VI. ÜBERSICHT DER ENTWICKLUNGSGESCHICHTE DES SUBBALKANISCHEN FLUSZTALES

Im Abschnitte II und III ist dargelegt worden, daß die subbalkanische W—O. streichende Einsenkung größtenteils tektonischen Ursprunges ist und daß sie vorzugsweise im Oligozän und zu Beginn des Neogens ausgebildet wurde. Einzelne Partien der Einsenkung zeigen verschiedene Abweichungen. Die Umrisse der östlichen Partien von Sliven—Burgas waren schon während des Paläogens vorgezeichnet, die westlichen entstanden erst zu Beginn des Neogens. In der langen, zwischen dem Balkan und der Srednja Gora gelegenen Einsenkung sind einige der westlichen Becken durch Erosion ausgeräumte Talweitungen.

In der longitudinalen, parallel mit dem Balkan und der Srednja Gora verlaufenden Einsenkung bestand im Pliozän ein Flußtal, dessen Länge hinter der des Vardar, der Mesta und Strema nicht viel zurückblieb. Der subbalkanische Fluß muß wenigstens 300 *km* lang gewesen sein. Seine obere Talpartie lag in der Umgebung des heutigen Talsattels von Koznica. Er floß gegen O., empfing aus dem Balkan und aus der Srednja Gora zahlreiche Zuflüsse, die man jetzt als antezedente von den später entstandenen jungen Tälern unterscheiden kann. Der subbalkanische Fluß mündete in den Golf von Burgas, und wenigstens in der letzten Phase seines Lebens besaß er eine Deltamündung mit drei Armen, aus denen die heutigen drei Limane des Golfes von Burgas entstanden sind. Er scheint zu Ende des Pliozäns eine fortgeschrittene Reife erlangt zu haben. Dies wird an erster Stelle aus dem Gefälle seines rekonstruierten Talbodens, aus einigen erhaltenen Talprofilen und aus seinen Ablagerungen abgeleitet. Überdies steht mit dem subbalkanischen Flußtale die pliozäne Rumpffläche des Balkans und der Srednja Gora in zeitlichem und genetischem Zusammenhange.

Im Oberpliozän begannen zwei tektonische Vorgänge, durch welche der subbalkanische Fluß aufgelöst und vernichtet wurde. Es sind das: die Bildung des nordägäischen Meeresbeckens und die verschiedenartigen Dislozierungen der pliozänen Rumpffläche, vielleicht auch eine nicht bedeutende allgemeine Hebung des ostbalkanischen Festlandes. Vorzugsweise durch die rückschreitende Erosion, die sich infolge der Entstehung des Ägäischen Meeres entwickelte und von der Marica ausging, wurde der subbalkanische Fluß angezapft und zuerst teilweise, dann vollständig vernichtet. Die Strema, ein Zufluß der Marica, durchbrach im Oberpliozän die Wasserscheide zwischen dem subbalkanischen Flusse und dem Becken von Philippopel und zog den Oberlauf des Flusses, von der Koznica bis zum Krstac, in ihr Flußgebiet. Damit vollzog sich die Enthauptung des subbalkanischen Flusses. Damals



hat die Strema ihren heutigen ellbogenförmigen Lauf bekommen. Infolge dessen wurde der Talboden des subbalkanischen Tales auf dem Krstac zur neuen Wasserscheide zwischen der Strema und dem enthaupteten subbalkanischen Flusse.

Dies ist die erste Phase in dem Vorgange der Auflösung und Vernichtung des subbalkanischen Flusses. Bedeutend verkürzt und an Wassermenge noch bedeutender verarmt, floß der subbalkanische Fluß auch weiterhin vom Krstac zu dem Golfe von Burgas hin. Bald darauf erfolgte jedoch ein neuer Angriff, abermals aus dem Flußgebiete der Marica her. Die Tundža, der aus der Srednja Gora kommende Zufluß der Marica, durchbricht zu Anfang des Diluviums die Wasserscheide zwischen dem subbalkanischen Flusse und der Marica und zieht den Mittellauf des subbalkanischen Flusses, vom Krstac bis Sliven, also seinen Rumpf in ihren Lauf hinein. Das ist die zweite Phase, durch welche die mittlere, größte Partie des Flußgebietes des subbalkanischen Tales vernichtet wurde. Die Tundža erhielt dadurch einen beträchtlichen Zuwachs, das W—O. streichende subbalkanische Tal, und seitdem hat auch sie einen ellenbogenförmigen Lauf.

Der Rest des subbalkanischen Tales und Flusses vermochte sich nicht am Leben zu erhalten. Haupt und Rumpf hatte er verloren. Der Fluß war verschwunden. Als kümmerlicher Rest des großen alten Flusses blieb das Tal zwischen Sliven und Burgas erhalten, das ganz andere Funktionen übernommen hat. Im Gegensatze zu dem Ober- und Mittellaufe des subbalkanischen Flusses, die von der Strema und Tundža in Besitz genommen worden sind, ist in dieses kein bedeutender Fluß eingedrungen. Hier haben alte, vom Ostbalkan fliessende Zuflüsse des subbalkanischen Flusses von dem breiten Tale desselben als Parasiten Besitz ergriffen. Derartig sind der Azmak, die Ajtoska und Hadžilarska Reka und andere. Sie hatten aber gleich den Kampf ums Dasein mit zwei in entgegengesetzter Richtung wirkenden Vorgängen zu bestehen und mußten sich denselben anpassen. Einer von diesen ist jene rückschreitende Erosion, die von der Marica aus ihren Anfang nimmt. Der andere Vorgang ist neu: das ist die flexurförmige Wölbung der Landoberfläche zwischen dem Becken von Sliven und dem Schwarzen Meere. Infolge des letzteren Vorganges tauchten die Küstenpartien des abgestorbenen subbalkanischen Flusses unter das Meer und wurden in die Limane von Burgas umgewandelt. Dadurch gelangte auch jene Erosion zu neuer Kraft, die vom Schwarzen Meere als der unteren Erosionsbasis um sich greift. Der Azmak und seine Zuflüsse wurden in das Flußgebiet der Tundža hineingezogen, die Ajtoska Reka, der Hadžilar und andere kleine Flüsse wandten sich zum Schwarzen Meere hin. Auf diese Weise entstanden neue Wasserscheiden von diluvialem Alter bei Telalkej und Karakauzli als Grenzen zwischen zwei Erosionsbasen. Die zwei Gruppen von Flüssen mußten sich aber bedeutend vertiefen und daher nach rückwärts verschieben.

Dabei erlitt der Oberlauf des Azmak, das alte Längstal von Komarevo, eine gründliche Änderung. Die rückschreitende Erosion, die von der Marica ausgeht, war so stark, daß die unbedeutenden Flüsse des östlichen Balkans, indem sie sich nach rückwärts verlängerten, die Wasserscheide durchbrachen



und das Längstal und den Längsfluß von Komarevo in vier neue Quertäler und -flüsse zergliederten.

Am Anfange des Diluviums war der subbalkanische Fluß vollständig aufgelöst und vernichtet, während neue Täler und Flüsse entstanden; es bildeten sich also die heutigen Talsysteme und die heutige Hydrographie, die von der pliozänen ganz verschieden ist.

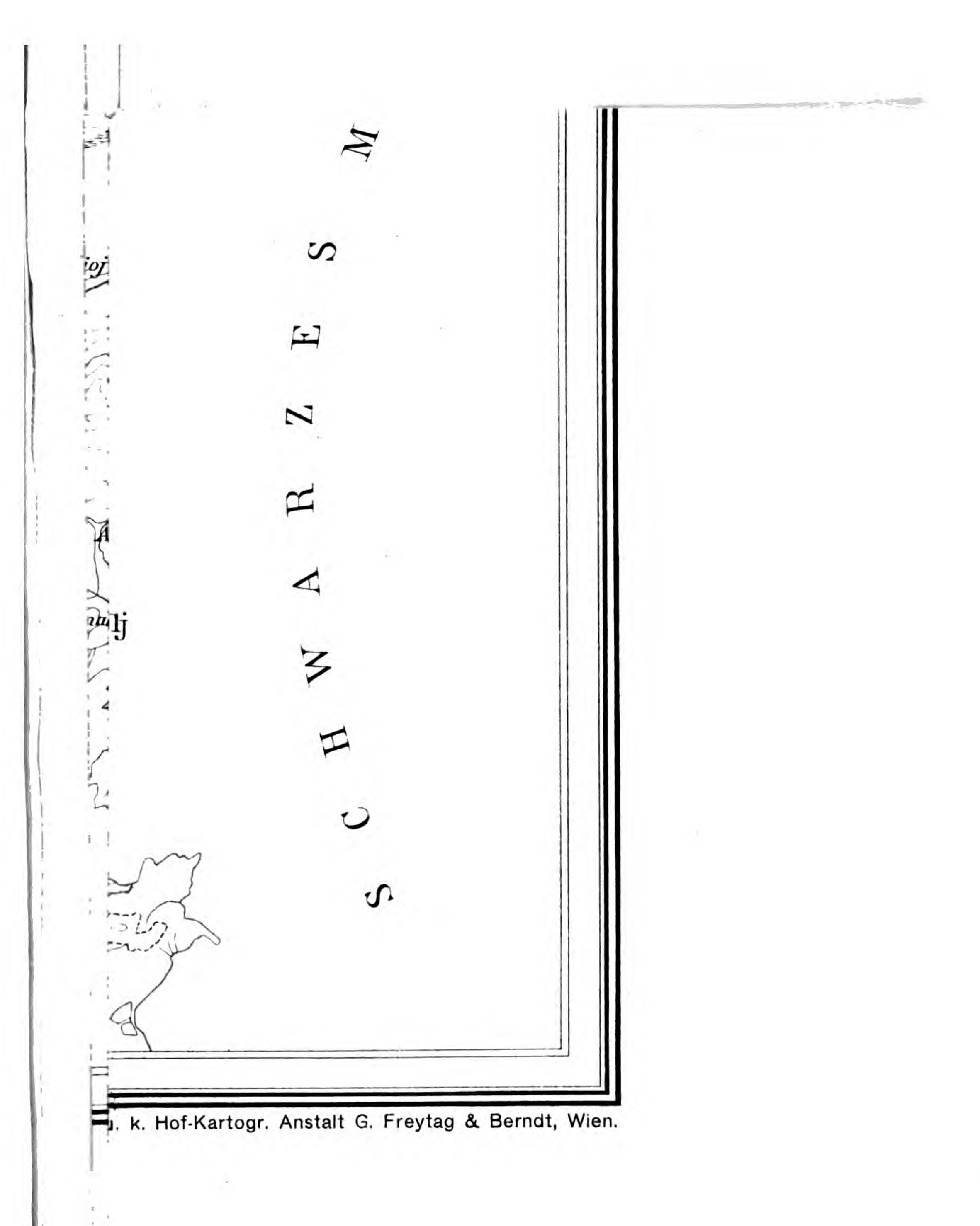
Aber sowohl die Spuren des subbalkanischen Flusses, als auch diese neue Hydrographie waren auch noch im Diluvium Veränderungen ausgesetzt, die hauptsächlich durch tektonische Bewegungen hervorgerufen waren. Von diesen Bewegungen ist die flexurförmige Wölbung zwischen Sliven und Burgas erwähnt worden, die nicht nur auf die Parasitflüsse von Einfluß war, sondern auch die Höhenverhältnisse der Terrassen und des Bettes des alten subbalkanischen Flusses verändert hat. Überdies setzten sich die Vorgänge längs der subbalkanischen Verwerfung fort, die ebenfalls die Höhenverhältnisse der Talböden des subbalkanischen Flusses veränderten. Insbesondere setzten sich fort die Senkungen in den subbalkanischen Becken und die Hebung der pliozänen Erosionsfläche. Die Täler der Südabdachung des Balkans zerfielen endgültig in zwei Partien, von denen die eine dem Balkan, die andere der Srednja Gora angehört und deren alte Talböden und Gefälle verschieden sind; der Boden der Becken, welcher unmittelbar unter der subbalkanischen Verwerfung liegt, und die subbalkanischen Schuttkegeln wurden zur sekundären Erosionsbasis, die die beiden verschiedenen Partien der Flußtäler trennt.

Es folgt aus diesen Vorgängen, daß die heutigen Täler der Strema und Tundža aus Partien von verschiedenem Ursprunge und Alter bestehen.

An der Strema lassen sich folgende Partien unterscheiden: das alte Tal im Süden der pliozänen Wasserscheide der Srednja Gora; das neue Tal in der durchbrochenen Wasserscheide; schließlich die obere Partie des subbalkanischen Tales, die zum Tale der Strema geworden ist.

An der Tundža unterscheidet man folgende Partien: das alte Tal im Süden der pliozänen Wasserscheide der Srednja Gora; das neue Tal in der durchbrochenen Wasserscheide von Jambol bis Binkos; das alte Tal des subbalkanischen Flusses in der Klamm von Atlar-Banja und zwischen Karagitli und Kazanluk; die epigenetischen Talpartien bei Nikolajev und bei D. Čanakdži.





u. k. Hof-Kartogr. Anstalt G. Freytag & Berndt, Wien.





